. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第 8 巻　第 4 號

目　　次

報　文

梅本　悟，渡辺芳次：北海道渡島国桂岡鉄山北方地域地質鉱床調査報告……1
比留川　貴，後藤隼次，池田喜代治：静岡県岳南地域工業用水源調査報告
東海地域調査　第10報……7

概　報

原口九万：兵庫県多可郡下の銅鉱床
―特に樺阪・金蔵両鉱床について―……19

雑　報

宮崎県五ヶ瀬川水系祝子川ダム地点地質調査報告
宮崎県綱ノ瀬川電源開発堰堤附近地質調査報告
岡山県和気水銀鉱床調査報告
鹿児島県頴娃町前原地区砂鉄鉱床調査報告
高知県高岩鉱山磁硫鉄鉱鉱床調査報告
奈良県五条鉱山金屋淵・立里鉱床概査報告

資　料

鉛のアイソトープとその地球化学的意義について

[redacted]
32. 8. 13
[redacted]
工業技術院地質調査所

昭和32年4月

553.31：550.85(524)

北海道渡島国桂岡鉄山北方地域地質鉱床調査報告

梅本　悟*　渡辺芳次**

Geology and Ore Deposits in the Northern District of Katsuraoka Iron Mine, Oshima Province, Hokkaidō

By

Satoru Umemoto & Yoshiji Watanabe

Abstract

There are several pyrite-iron ore deposits of various type in the northwest region of newly developed Katsuraoka Iron mine, Oshima Province, Hokkaidō. Among them, the writers chiefly surveyed the geology of Komori and Moto-Tekkōsha deposits with their surrounding mining lots.

The basement complex of the district is composed of slate, chert, sandstone and schalstein of the Paleozoic system, which is intercalated with a few minor limestone lenses and intruded by quartz diorite. These are widely covered by the thick mudstone of the Miocene series which is correlated with the Yakumo formation

Komori deposits are pyrometasomatic magnetite-pyrite deposits with skarn composed of garnet, epidote, clinozoisite etc., while the Moto-Tekkōsha deposits are hydrothermal pyrite-sphalerite deposits showing network structure. Both of them are so small in scale that mining may be difficult.

1. 緒　言

北海道渡島国檜山郡上ノ国村には，昭和27年本格的開発に着手し，急速に発展した桂岡磁鉄鉱鉱床があるが，その周辺にもかつて小規模に稼行されたいくつかの硫化鉄鉱，および鉄鉱鉱床が知られており，1つの鉱床地帯を形成している。これらのうちのある物は接触交代鉱床であり，またある物は熱水性鉱床であるというように，鉱床の型についても変化がみられる。これらはさる昭和25年，斉藤正雄によつて予察的に調査されたのみで[2]，一般地質調査を伴なう精査の対象となつたことはなかつた。このたび昭和29年6月に，筆者らはこれらの鉱床群のうち北部の小森および元鉄興社鉱床を中心とする地質鉱床精査を実施し，地質構造と鉱床との関係について2，3の事実を知り得た。たゞ，鉱床はいずれも久しい以前から放棄されているため，旧坑はまつたく往時のおもかげをとどめぬまでに崩壊しており，鉱床自体の賦存状態について観察しうるところのものがほとんどなかつた。さらに周辺の1，2の鉱床についても概査する機会があつたので，併せて簡単に記載する。なお本調査に関する地形測量は窪木時雨郎および井上正文が，また化学分析は狛武が担当した。

2. 位置および交通

調査地域は渡島国檜山郡上ノ国村北西部に位置し，5万分の1地形図「上ノ国」に包含される。小森鉱床は江差線桂岡駅西方約3km，天ノ川南岸附近の海抜25m内外の低所にあり，また元鉄興社鉱床はこれよりさらに南南西方約2kmの大安在川上流流域海抜100～150mの所に位置する(第1図参照)。小森鉱床の鉱石を桂岡駅へ搬出する場合は比較的便利であるが，元鉄興社鉱床についてはやゝ難点がある。もつとも現場附近から山越えで馬車を通じうる道路があり，多少の補修を施せばこれを

* 元所員
** 北海道支所

第1図 位置および交通図

利用しうるので，小規模稼行の場合は索道その他の運搬設備は特に必要としないであろう。

3. 沿革および現況

3.1 小森鉱床

鉱　　区：渡島国試登2,979号
鉱　　種：鉄
鉱業権者：札幌市南5条西5丁目
　　藤信鉱業株式会社

当鉱床は昭和25年3月に菅原貞右衛門によつて開発され，竜王鉱山と称して約80tの鉱石を出鉱したがその後休山，28年5月に室蘭の縫部正三の所有となつた。30年4月に桂岡鉄山の所有者たる現権者がこれを買収してこんにちに至る。

3.2 元鉄興社鉱床

鉱　　区：渡島国試登2,898号
鉱　　種：金・銀・銅・硫化鉄鉱・鉛・亜鉛・マンガン
鉱業権者：札幌市南5条西5丁目
　　藤信鉱業株式会社

上ノ国村中須田の人干場平作の発見にかゝり，鉄興社の手で昭和11年から立坑開鑿に着手，同14年までの間に約100m掘下がつて4,000t程度の硫化鉱を出鉱したといわれるが，湧水のために埋没してこんにちまで放棄されている。休山当時，立坑坑口の河岸に相当高品位の貯鉱が約100tあつたといわれるが，現在はほとんど流失して残存するものはきわめて僅かである。昭和29年5月以降現権者の所有となつている。

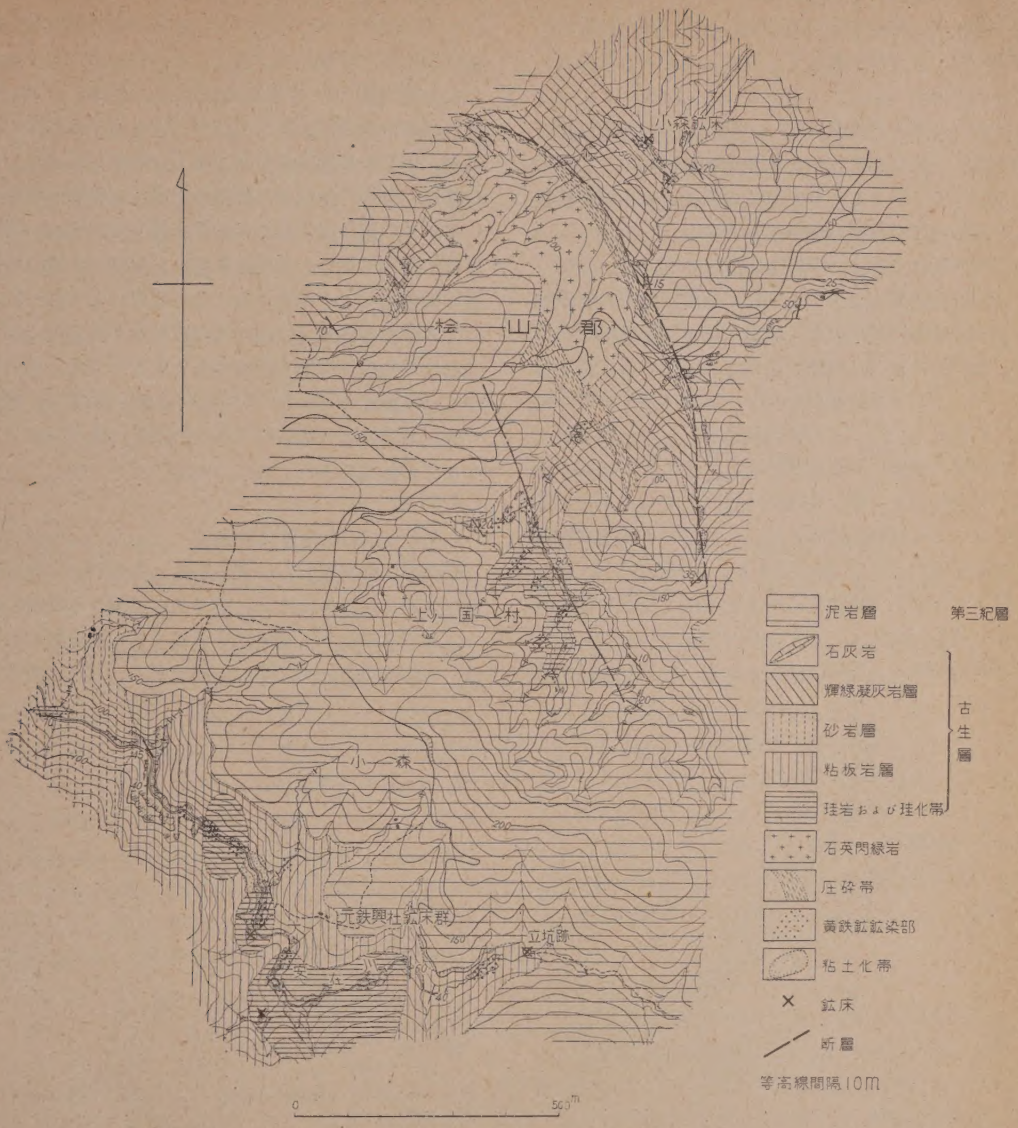
3.3 その他

上記元鉄興社鉱区の南に隣接して大平山の南麓に大平鉱山の鉱区があり，渡島国採登61号となつている。こゝの鉱床も干場平作が昭和9年に発見したもので，同11年以降日産K.K.によつて一時大規模に開発され，約3,000tの硫化鉱を採掘したが出鉱に至らずして休山し，昭和28年に函館の三泉鉱業がふたゝび着手したがこれもまもなく休山，隣接桂岡鉄山との間に重複鉱区の問題を生じて紛争を続け，30年1月に桂岡鉄山の所有者藤信鉱業がこれを買収して落着した。

4. 地形・地質および鉱床

4.1 地　形

南東方に標高363.8mの大平山が聳え立つほか，地域内には一般に海抜200m内外の丘陵が連なり，地形は低平である。丘陵の頂部近くに緩傾斜地が広く発達し，放牧地となつている。たゞ地域南部にはやゝ峻険な部分が



第2図　小森鉱山附近地形および地質図

り，これから西流する大安在川によつて深く刻まれ，
壮年期の地貌を呈している。

4.2　地　質

調査地域には粘板岩・珪岩・砂岩・輝緑凝灰岩および
～3の小規模な石灰岩レンズからなる古生層，地域の北
部においてこれを貫ぬく石英閃緑岩およびこれらを広く
覆う第三紀の泥岩層が発達する（第2図参照）。

古生層のみられるのは地形的に低い所に限られ，これ
を覆つている第三紀の泥岩層の下に窓のように露出して
いる。粘板岩は一般に黒色，緻密であるが，ところによつ
てやゝ千枚岩質の様相を呈する部分もみられる。全般的
にはなはだしく擾乱を受けているが，一般走向は南北に
近く，大部分40°ないしはそれ以上の急傾斜をもつて東
または西に傾斜している。本岩には珪化作用を蒙つてい
る部分がかなり広範囲にみられ，同作用の特に著しかつ
たと思われるところはほとんど珪岩と識別できない。こ
のような変化は漸移的で明瞭な一線を画し得ない。した
がつて古生層地域内の随所にみられる珪岩のうちのある
物は，粘板岩が珪化作用を蒙つてできたものと考えられ
る。なお珪岩およびその周辺の古生層には微弱ながら広
く黄鉄鉱が鉱染している。

砂岩は地域西端の大安在川流域に小規模に露出する。

青灰色中粒で層理は不明瞭である。

輝緑凝灰岩は地域北半のみに限られ，前記の粘板岩・珪質岩を覆つて堆積したようにみえるが，それらの間の関係は明らかでない。

石灰岩は北部の小森鉱床周辺の粘板岩と輝緑凝灰岩との境界附近，および南部大安在川流域の砂岩中にいずれも小規模なレンズとして介在するのみで，古生層堆積岩の他の部分には石灰質の部分すら存在しない。

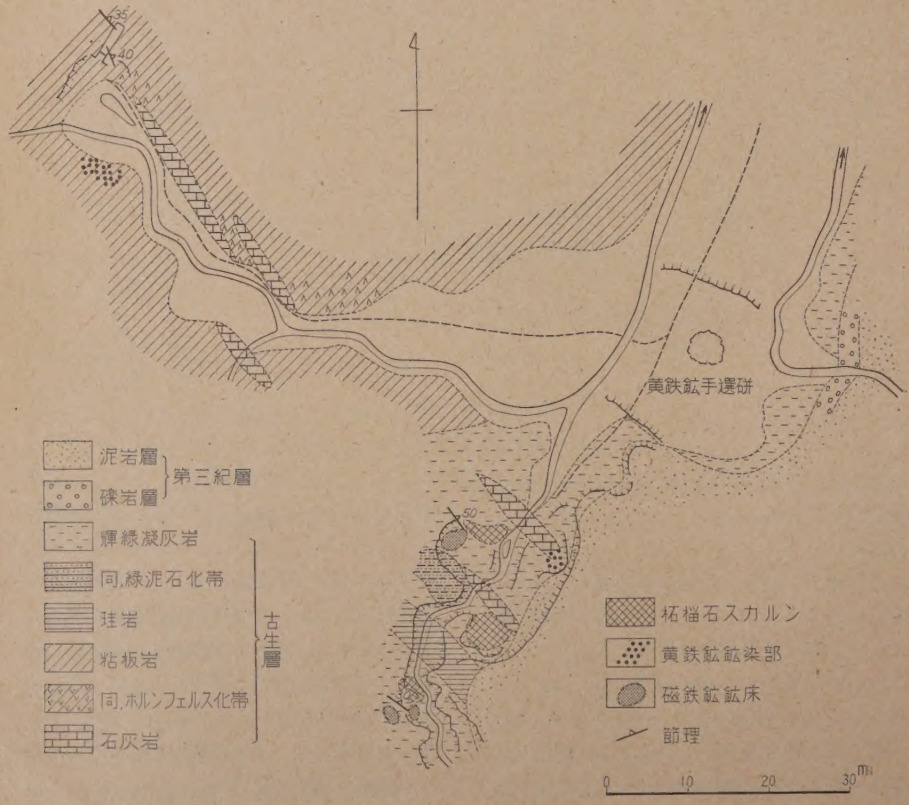
石英閃緑岩はこれらの地層を貫ぬいて迸入したもので，現在地表に露出しているのは小森鉱床南方の輝緑凝灰岩が発達する地域である。肉眼的には優黒色粗粒完晶質で，斑糲岩のような外観を呈する。鏡下では，斜長石はすべてアルバイト式双晶をなし，石英は多く半自形をなして散点している。また有色鉱物としては角閃石をほとんど欠き黒雲母が多量に存在する。この迸入岩体の縁辺部を追跡すると，ほゞ N30°W 方向にリソイダイト質の見掛けをもつ岩石が帯状に走り，あたかも同迸入岩体の急冷周縁相のような観を呈する。しかるにこの岩石は，鏡下では著しく圧砕構造をもち，ほとんど石英のみからなる岩石であることが認められる。

第三紀中新世の八雲層に対比されるといわれる泥岩層が以上の古期岩類を覆つて広く発達し，地形的に高い所はすべて同岩からなつている。南部の元鉄興社鉱床附近および地域北西隅においては，古生層の礫をもつて構成される厚さ約 1 m の基底礫岩が認められる。この泥岩層は地域の南西部においてはほとんど水平に堆積しているが，前記石英閃緑岩を東に限る圧砕帯に沿う 1 つの推定断層の東側では相当の傾斜をもつて波状褶曲をなしている。この部分は相対的に西側に対して約 50 m の垂直落差で落ちており，なお水平的にも東側が相対的に北西方に変位したようにみえる。その西方にもこれにほゞ並行する断層が走り，やはり東側の地塊が約 15 m ほど落ちているものと推定される。これを要するに，この地域には一般走向 N20～30°W 方向の弱線が発達し，断層はいずれも泥岩層の堆積後これらの弱線に沿つて生じたものと思われる。

4.3 鉱 床

4.3.1 小森鉱床(第3図参照)

同鉱床は輝緑凝灰岩と粘板岩との境界附近に介在する数枚の薄い石灰岩レンズに接する小規模な高温交代鉱床で，鉱石は磁鉄鉱と黄鉄鉱を主とする。同地区の石灰岩はいずれも N30～40°W の走向を有し，これに接する粘



第 3 図 小 森 鉱 山 鉱 床 実 測 図

珪石スカルン体に伴なう径数 m 程度の不規則分散状鉱体が輝緑凝灰岩中に散在している。

北部の鉱体はやゝ大きく，粘土化した母岩中に小団塊状の磁鉄鉱が密集したものからなるが，南の鉱体は約5 cm の幅をもつた帯に土粉状の磁鉄鉱が参差状ないし斑状に賦存しているものの集合体で，規模もいくらか小さい。鉱床に接する緑泥石化した輝緑凝灰岩は，一見均質緻密で珪化作用を蒙つたかのような観を呈し，また粘板岩中の石灰岩レンズに接する部分は所によつてホルンフェルス化している。この部分は鏡下では放射針状の緑簾石・斜灰簾石および圧砕状石英の集合体をなしている。このホルンフェルス化帯の北西端に N45°E 方向に約5 m 掘進した旧坑があるが，着鉱した形跡がみえない。なお鉱床周辺の古生層中には各所に黄鉄鉱が鉱染しており，鉱床にごく近接する部分は通常褐鉄鉱化している。

鉱床周辺の古生層中には節理が発達しており，すべて一般走向 N40°W，傾斜 30～50°E を示すが，これは地域全般の弱線方向とほゞ一致するものである。古生層を覆う第三紀の砂質泥岩層は鉱床東部の高所に広く発達しており，鉱床北東部の沢口には基底に厚さ約1 m の礫岩層がみられる。またこの礫岩に接して石英閃緑岩が僅かに地表に露出していることから考えて，これが鉱床の母鉱岩となつていることはほゞ確実と思われる。

かつて稼行当時は1～2の坑道を有したとのことであるが，現在は坑口の位置すらまつたく不明である。鉱床北東方の河岸平坦地に黄鉄鉱を主とする鉱石の手選研が数t残存している。土粉状を呈する南部鉱体の鉱石および上記手選研についての分析結果は次の通りである。

	Total Fe (%)	Sol. Fe* (%)	S (%)	SiO_2 (%)	CaO (%)	MgO (%)
南部磁鉄鉱鉱体	48.14	1.47	0.84	14.14	0.97	2.35
黄鉄鉱手選研	30.23	23.56	13.50	10.80	12.22	0.97

* 酸に可溶性のもの，すなわち硫化鉱物中の Fe

4.3.2 元鉄興社鉱床

一般地質の項において述べた通り，大安在川流域の古生層は随所に珪化ないしは黄鉄鉱鉱染作用を蒙り，一部は粘土化している。このような部分のうち，特にこれら珪化作用の著しい地点に対して数箇所探鉱した跡がみられる。すなわち，地域南端において大安在川が蛇行しつつ東西方向から南北方向に屈曲する附近の川岸に4つの坑がある。最北端のものは東岸から東へ向かつて約5 m 掘進したとみられるが水没のため詳細不明，さらに直距約80 m 南の西岸から N60°W の方向に約15 m，最南端のものはさらに約80 m 南方の支流北岸から掘進したとみられるが，これは崩壊して詳細不明となつており，坑口に若干の貯鉱が残存するのみである。なおこの東方約500 m の支流南岸にかつて立坑によつて大規模に採掘したといわれる所があるが，現在は数 t の砕を残すのみでまつたく荒廃し，鉱床賦存状況はすべて不明である。

坑口貯鉱は珪酸質の低品位網状鉱染黄鉄鉱鉱石で，いずれも若干の赤鉄鉱と微量の磁硫鉄鉱を混える。なお旧大立坑際の貯鉱には少量の閃亜鉛鉱と方鉛鉱とを伴ない，また絹雲母の存在が認められ，熱水性鉱床であることを裏書している。これら貯鉱についての分析結果は次の通りである。

	Total Fe (%)	Sol. Fe (%)	S (%)	Pb (%)	Zn (%)	SiO_2 (%)
大安在川屈曲部南端坑口貯鉱	38.46	24.40	13.98	—	—	0.78
旧大竪坑際貯鉱	28.99	26.35	15.10	0.26	2.56	15.34

同鉱床群の運鉱岩については，大安在川河岸低所に石英閃緑岩の変質した岩石が僅かに露出していることからみて，小森鉱床と同様，鉱床は古生層下に広く潜在していると考えられる石英閃緑岩と関係あるものと思われる。たゞそうした場合，熱水性鉱床があることと考え合せると，迸入岩体があまりに浅所まで近接しすぎていることからして結論にやゝ難点がある。むしろ鉱床群の南方の高所を広く覆う流紋岩が古生層に貫入した際の鉱化作用とも考えられるが，いずれとも確実にいいうる根拠をもたない。

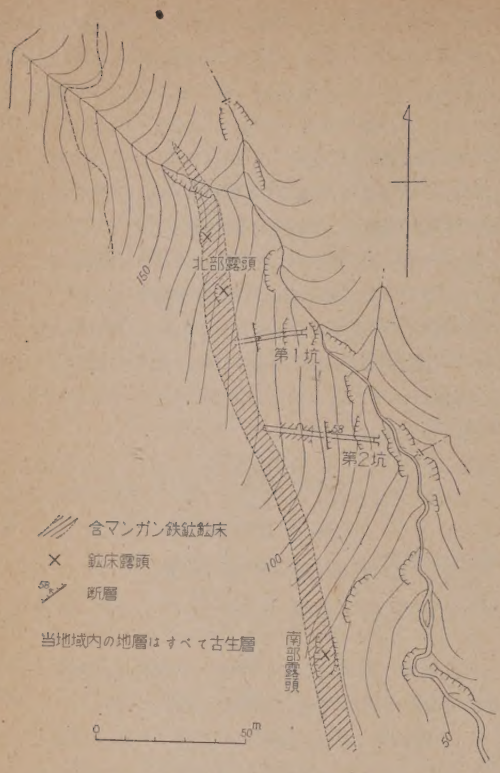
4.3.3 大平鉱床

元鉄興社鉱床の南方約2 km にあたる古生層の珪岩中に大平鉱床の採掘跡がある。これは走向 N-S～N20°E，東に急傾斜する熱水性黄鉄鉱鉱床で，現在まつたく荒廃している。遺棄された砕をみると，絹雲母化作用を蒙つた母岩中に径 0.2～1 cm の比較的粗粒の結晶質黄鉄鉱が散点している鉱石で，試みに採取した1塊の試料について分析した結果は次の通りである。

Total Fe (%)	Sol. Fe (%)	S (%)	As (%)	SiO_2 (%)
33.83	26.66	15.28	0.45	17.48

4.3.4 檜山鉄山鉱床

天ノ川北岸支流苫符（とまつぷ）沢の上流に層状含マンガン赤鉄鉱鉱床がある（第4図参照）。地域の地層はチャートと粘板岩を主とし輝緑凝灰岩を伴なう古生層である。鉱床は確認される延長約150 m，一般走向 N20°W，傾斜 60°E を



第 4 図 檜山鉄山坑内および露頭附近実測図

もつて上記の地層中にほゞ整合に胚胎し，露頭3カ所および2坑道を有する。鉱石は黒色均質で，坑内でみられるところでは盤際は不規則参差状を呈している。鉱石の分析結果を以下に示す。

	Fe (%)	Mn (%)	SiO_2 (%)
北部露頭	40.63	4.99	20.76
南部露頭	39.22	0.47	19.20
第2坑坑内	39.86	4.30	22.20

鉱区は渡島国試登2,047～2,049号に属し，藤信鉱の所有であるが，まだ探鉱の域をでていない。

5. 結 語

以上述べたところを要約すると

1) 本地域は基盤岩類としての古生層，これを貫ぬく石英閃緑岩，およびこれらを広く覆う第三紀中新世の岩層からなる。

2) 石英閃緑岩の迸入に伴なうと考えられる鉱化作用が古生層中随所にみられる。既知鉱床もこの鉱化作用によつて生成されたものと推定されるが，大部分は単なる珪化および黄鉄鉱鉱染のみの微弱なものである。

3) 北部の小森鉱床は磁鉄鉱・黄鉄鉱を主とする高交代鉱床であり，南部の元鉄興社鉱床は黄鉄鉱・閃亜鉛鉱などからなる熱水性網状鉱床である。現在いずれも掘跡が崩壊して明らかな状況を知り得ないが，おそらく小規模のものであろう。

4) 地域内には一般に N20～30°W 方向の弱線が卓し，南へ向かつてこの方向をたどる線上に桂岡鉄鉱鉱およびその他の小鉱床が2～3知られていることから て，1つの鉱床地帯を形成していることは疑いをいれない。たゞし鉱化作用の微弱な部分が多いようであるから，直ちに大鉱床の発見を期待することは早計である。

(昭和 29 年 6 月調査)

文 献

1) 福富忠男：北海道有用砿産物調査第4報，檜山支庁管内檜山郡南部，北海道工業試験場報告，No. 49, 1934

2) 斎藤正雄：北海道渡島国上ノ国村硫化鉄鉱調査報告，地質調査所月報，Vol. 3, No. 1, 1952

3) 斎藤正雄・渡辺芳次：渡島国桂岡鉄山の磁鉄鉱鉱床調査報告，北海道地下資源調査資料，No. 14, 1954

551.48/.49 : 550.84 (521.61)

靜岡県岳南地域工業用水源調査報告

東海地域調査 第10報

比留川 貴* 後藤 隼次* 池田喜代治

Geochemical Survey of the Groundwater for Fabric Industry of Gakunan Area, Shizuoka Prefecture

By

Takashi Hirukawa, Hayaji Gotō & Kiyoji Ikeda

Abstract

This survey was carried out from July 1955 to March 1956. In this area, the plentiful quantity of groundwater (about $3\times10^6 m^3$/day) is supplied from rivers and the groundwater gushed from the lava flow constructing the Mt. Fuji. Classification of groundwater based on its content and difference of chemical components is as follows:

1. Groundwater which is supplied from river Fuji & river Urui.
2. Groundwater which is supplied from groundwater flowed from Mt. Fuji.

The amount of soluble matters of the former is more than that of the latter, in all elements. The constitutions of main elements in the two classes of groundwater are as follows:

element / content	pH	Excess base (m.eq/l)	Cl- (mg/l)	Total Hardness (°)	Total SiO_2 (mg/l)
1	6.3~7.0	1.1~1.5	4.5~14.5	3.5~5.0	10~50
2	7.0~8.2	0.7~1.2	1.0~7.0	1.0~3.0	25~55

1. 緒 言

工業用水源地域調査の一環として，昭和30年度に当所経常費および一部静岡県の受託調査として実施した岳南地域の調査結果のうち，地球化学的な面の考察結果を記載する。本報告書は岳南地域水理地質調査結果の一部であり，水理関係そのものについては別文報告書[1]に詳細な記載がなされている。

静岡県下，富士山南麓に位置する吉原・富士・富士宮3市および鷹岡・富士川両町を含む一帯は，パルプおよび製紙関係の工場が密集している点でわが国に例をみない地域であるが，同時にこゝはまた富士熔岩から供給される地下水総量は約700,000 m³/日に達する。また別班が行つた流量測定の結果にるよと，富士川・潤井川による供給量は約400,000 m³/日である。明治20年以来漸次工場が設立され，現在の使用量は約800,000 m³/日に達している。

沼津・三島両市一円には，三島熔岩から供給される約1,800,000 m³/日の湧出量を示す湧泉群があるほかに豊富な地下水が分布し，現在約40,000 m³/日が利用されている。

全調査期間を通じて静岡県・関係市町村・工場などの関係者から多大の御援助，御協力を得て実施された。記して深謝する。

2. 調査規模

調査地域

富士南麓，三島から蒲原に至る地域（5万分の1地形図 富士宮・吉原・沼津参照）で面積約90 km²（第1

* 技術部

第1図 調査範囲・地質および試料採取地点図

図参照）に及ぶ。

調査期間および調査員

第1次 昭和30年7月26日～8月6日
比留川貴・後藤隼次

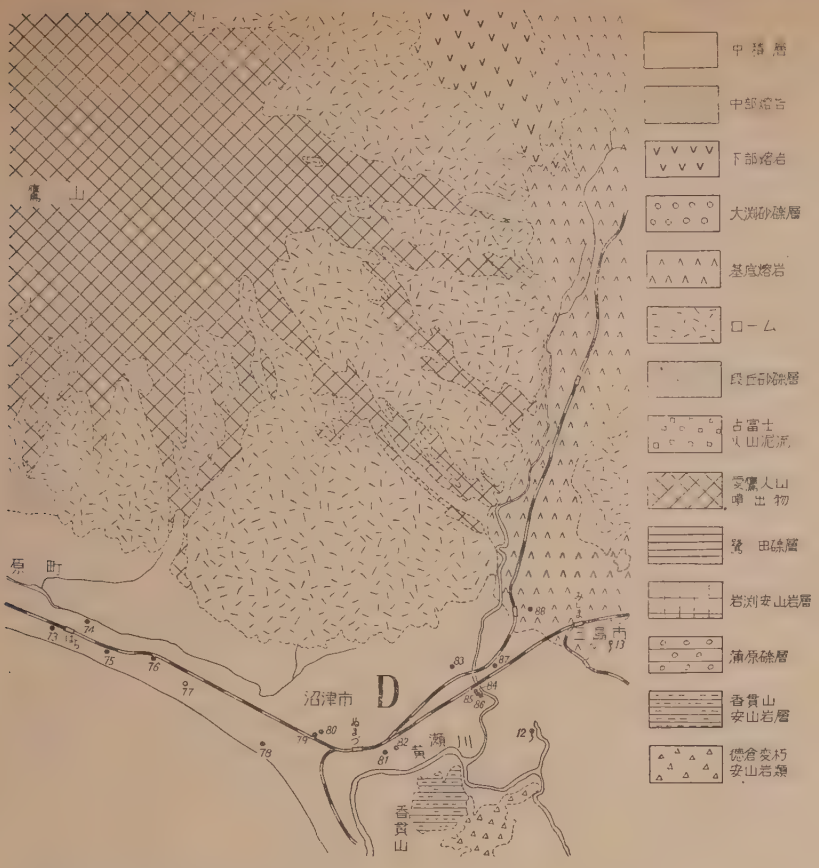
第2次 昭和31年2月15日～2月24日
後藤隼次・池田喜代治

第3次 昭和31年3月12日～3月23日
後藤隼次・池田喜代治

3. 帯水層，供給源および試料の分類

3.1 帯水層（第1図参照）

岳南地域は北に富士・愛鷹の火山，西に岩淵安山岩体，東に箱根山および沼津香貫山附近の安山岩体を擁し，南は駿河湾に面している。これらの火山岩類からなる地層に三方を取り囲まれ，不透水性岩盤が平野地下に根を張つて容水地盤を支えているものと考えられる。この不透水性岩盤は古富士の集塊岩質泥流および第三紀の緑色安山岩質の岩盤であつて，鑿井記録によると吉原市上水道水源井（試料採取地番号No. 52）が深さ45 mで古富士の集塊岩質泥流に，富士市上水道水源井（試料採取地番号 No. 8附近）が深さ70 mで岩淵安山岩類と思われる緑色の岩盤に，また原町図書印刷 K.K.（試料採取地番号 No. 75）の深井戸が深さ170 mで愛鷹山の熔岩にあたつている。帯水層は電気探査の結果によると，富士川右岸および左岸の富士市一円では地表下10～20 mにあつた旧富士川河道の氾濫堆積物と思われ，その帯水層は富士川町および富士市の浅層の主要部となつている。また富士山体から供給される地下水の主要な帯水層は富士熔岩であり，その熔岩の一部は鷹岡町・吉原市北部では地表に露出している。地表から帯水層までの深さは吉原市から南西方向に向かつて増大している。すなわち吉原市上水道水源井（試料採取地番号 No. 52）で約10 m，富士市内本州製紙 K.K. 富士工場の深井戸（試料採取地番号 No. 40，41）で約100 m，富士市前田簡易水道水源井（試料採取地番号 No. 45）で約130 mである。これら富士熔岩は，富士市内本州製紙 K.K. 富士工場以西および吉原市内興国人絹パルプ K.K. 富士工場（試料採取地番号 No. 57）と大昭和製紙 K.K. 鈴川工場（試料採



(75,000分の1地質図から引用)

坂地番号 No. 61, 62) を結ぶ線の東側ではまだ知られていない。沼津・三島両市附近の主要帯水層は三島熔岩であり，両市一円に地表下10～60 m の深度で北東から南西に傾斜して分布している。

3.2 供給源

地下水の供給源としては富士山体が主要な役割をなしている。すなわち，富士山体に降り注いだ雨あるいは雪式は，透水性の熔岩および火山砂礫を伝わつて平野部に達し，また一部は熔岩の割れ目を伝わつて湧水となり，滝川・和田川・潤井川などの表流水の水源となつている。また河川から供給される地下水は流量測定結果によると，富士川は冲積平野部にはいつて 10 m³/sec 以上，潤井川は身延線鉄橋より下流で 1 m³/sec 程度おのおの伏没している。

3.3 湧出條件による試料の分類

化学分析に供した試料は，湧出条件により次の通りに分類される（カッコ内は第1表の水質分析結果一覧表中の試料採取地番号を示す）。

自由面地下水は表流水および湧水の2者で，後者は冲積層とその下位の各種火山噴出物との境界線に沿つて分布する。

被圧面地下水は供給源，帯水層，分布地域などによつて次の4種に大別される。

A) 富士川流域地下水　富士川町・富士市附近に分布する富士川の河川堆積層中に存在する地下水で，富士川表流および岩淵山系から供給される地下水（試料採取地番号No. 14～29）。

B) 富士宮市・鷹岡町周辺地下水　南東部富士吉原地域とは富士熔岩で境界されている地域で，冲積層が薄く一部は熔岩が地表に露出し熔岩中に富士山体から供給される地下水（試料採取地番号 No. 30～39）。

C) 富士市・吉原市周辺地下水　冲積層の下に富士熔岩が存在する富士川以東，富士・吉原両市（一部吉原市東部，須津村の試料を含む）一帯に分布する地下水で主として熔岩中に富士山体から供給される地下水（試料採取地番号 No. 40～72）。

D) 吉原市以東の地下水　吉原市以東に分布する地下水で，主として三島熔岩中に富士山体から供給される

第 1 表 水 質 分

No.	試料採取地	取水深度 坑井深度 (m)	水温 (°C)	pH	R.pH	Free CO_2 (mg/l)	Dis O_2 (cc/l)	Excess base (m.eq/l)	Cl^- (mg/l)	NO^{2-} (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l
1	芝川表流 大久保	——	17.0	7.4	7.4	2.0	6.50	0.74	4.5	0.03	5
2	潤井川表流 堰巻橋	——	13.3	7.2	7.4	1.5	6.01	0.83	3.6	0.01	7
3	富士川表流 富士川橋	——	9.8	8.0	8.0	0.0	7.56	0.84	4.7	tr.	13
4	富士宮市 青見寺 湧水	——	14.3	7.0	7.2	2.5	5.94	0.84	4.0	0.00	2
5	〃 富永乳業 K.K. 富士湧水	——	14.3	7.1	7.3	1.8	6.02	0.74	3.2	0.00	2
6	〃 上水道水源 湧水	——	13.8	7.2	7.4	1.2	6.46	0.68	2.9	0.00	5
7	〃 本州製紙 K.K. 富士第二 湧水	——	14.1	7.2	7.4	1.5	6.61	0.70	2.7	0.00	3
8	富士市 上水道水源 湧水	——	14.8	7.2	7.4	1.5	6.60	0.96	6.2	0.55	8
9	吉原市 浅間神社 湧水	——		7.1	7.4	2.0	6.06	0.81	4.9	0.02	3
10	〃 大平製紙 K.K. 富士湧水	——	14.4	7.0	7.1	2.0	6.06	0.62	3.7	0.00	6
11	〃 原田製紙 K.K. 湧水	——	14.2	7.2	7.4	2.0	6.73	0.74	2.4	0.00	tr.
12	沼津市 上水道水源 湧水	——	——	7.0	7.4	2.4	5.86	0.76	3.6	0.00	5
13	〃 楽寿園内 湧水	——	——	7.0	7.4	2.5	6.18	0.88	6.4	0.00	9
14	富士川町 簡易水道水源井	不明	10.0	7.0	7.3	4.0	4.89	1.17	8.9	0.00	12
15	〃 岩淵簡易水道水源井	16	16.4	7.0	7.2	7.0	5.01	1.11	5.6	0.00	10
16	〃 宝永製紙 K.K.	60	16.5	7.0	7.4	5.5	3.81	1.11	5.2	0.00	15
17	〃 野田合板 K.K.	12〜27	17.8	6.9	7.4	8.5	4.43	1.17	4.6	0.00	17
18	〃 富士川製紙 K.K.	22	——	6.8	7.2	7.5	5.23	1.35	12.4	0.01	9
19	〃 本州製紙 K.K. 岩淵工場浅井	15	17.9	6.3	6.8	24.0	4.48	1.52	14.5	0.00	10
20	〃 〃 No. 3 井	36〜61	17.7	6.6	7.0	10.0	4.51	1.49	12.8	tr.	9
21	〃 町営住宅井戸	39	——	6.8	7.2	19.0	4.76	2.28	12.5	0.00	15
22	富士市 朝日製紙 K.K. No. 1 井	8	19.4	6.8	7.2	6.5	4.88	1.17	7.3	0.01	8
23	〃 〃 No. 4 井	60	15.9	7.2	7.4	2.0	4.64	1.18	13.9	0.02	7
24	〃 旭紙パルプ工業 K.K. No. 2 井	50〜58	17.8	6.5	7.0	11.0	5.51	1.06	6.6	0.00	14
25	〃 本州製紙 K.K. 富士 No. 8 井	15	17.4	6.4	6.8	14.0	4.08	1.27	9.9	tr.	11
26	〃 〃 No. 19 井	25〜40	17.8	6.6	7.2	13.0	3.70	1.38	7.2	0.00	18
27	〃 大興製紙 K.K. No. 2 井	60〜75	16.8	6.8	7.2	6.0	5.07	0.86	6.7	0.00	7
28	〃 大昭和製紙 K.K. 富士 No. 14 井	12〜18	16.2	7.0	7.4	2.5	4.23	1.15	7.6	0.08	5
29	〃 東洋製紙 K.K.	67〜76	16.2	6.8	7.2	6.0	2.40	1.27	7.5	0.01	5
30	富士宮市 静岡県蚕糸 K.K. 富士宮	18	12.7	8.2	8.2	0.0	4.44	0.76	1.2	0.00	2
31	〃 近江絹糸紡績 K.K. 富士宮	30	12.6	8.2	8.2	0.0	4.30	0.79	1.1	0.00	2
32	〃 富士特殊木工 K.K. No. 3 井	30〜51	13.0	8.2	8.2	0.0	4.20	0.75	2.1	00.0	4
33	〃 東京製紙 K.K.	90	12.2	8.1	8.1	0.0	5.68	1.39	2.1	tr.	11
34	鷹岡町 天間製紙 K.K. No. 3 井	92	12.4	7.8	7.8	0.0	2.98	1.13	2.3	0.00	10
35	〃 富士特殊工業 K.K. No. 1 井	21-25, 41-45 61-65, 70-75	14.6	7.8	7.8	0.0	4.15	1.08	3.4	tr.	25
36	〃 鷹岡町上水道水源 No. 1 井	16-22, 36-42 46-53, 55-61	14.2	7.7	7.7	0.0	6.78	0.95	3.3	0.00	7
37	〃 富士共和製紙 K.K No. 4 井	50	14.3	7.6	7.6	1.0	5.95	1.00	2.4	tr.	10
38	〃 駿州製紙 K.K.	39〜57	14.2	7.6	7.7	0.8	6.01	1.02	2.5	0.00	7
39	〃 井出製紙 K.K.	9〜19	14.7	7.3	7.4	1.4	4.87	0.95	2.4	tr.	2
40	富士市本州製紙 K.K. 富士 No. 11 井	96〜108	16.1	6.8	7.2	7.0	5.09	1.03	6.3	0 01	5
41	〃 〃 No. 13 井	105〜140	15.6	7.0	7.6	3.0	3.53	1.20	4.5	0.04	10
42	〃 大昭和製紙 K.K. 富士 No. 7 井	86	——	6.8	7.2	6.5	3.51	1.30	7.4	0.00	6
43	〃 高島簡易水道水源井	66	16.2	6.8	7.2	21.5	2.80	1.26	6.5	0.00	15
44	〃 前田簡易水道水源井	不明	16.0	6.8	7.1	8.0	4.00	1.12	4.9	0.00	9
45	〃 前田新田簡易水道水源井	130	16.3	6.8	7.2	5.0	5.68	1.02	5.6	0.02	8

析　結　果 (1)

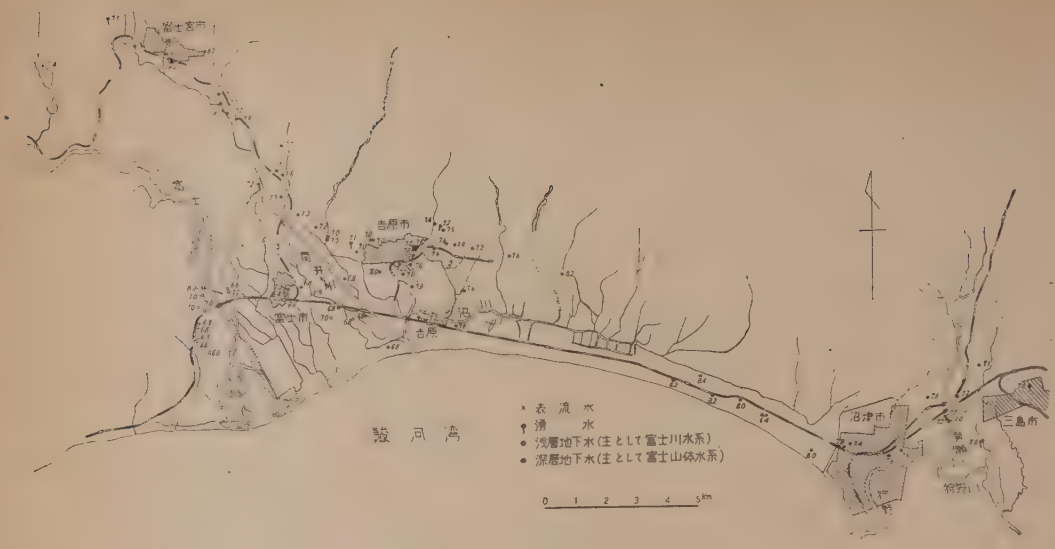
Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	Fe^{2+} (mg/l)	Fe^{3+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Total Hardness	Total SiO_2 (mg/l)	P (mg/l)	$KMnO_4$ cons. (mg/l)	ρ (Ω-cm)	備考 おもな帯水層，供給源
6.2	1.6	tr.	0.00	0.00	8.8	3.0	1.93	18.8	0.15	6.9	12,600	
—	—	〃	0.00	0.09	9.7	3.8	2.23	20.8	0.04	15.7	12,500	
—	—	〃	0.00	0.01	12.0	3.7	2.53	71.2	0.04	13.3	13,600	
6.6	1.7	0.0	0.00	0.00	8.9	2.6	1.85	31.2	0.17	1.7	13,100	富士熔岩富士山体
—	—	0.0	0.00	0.00	7.6	0.5	1.19	42.4	0.12	10.1	16,000	〃　〃
—	—	0.0	0.00	0.00	8.5	3.6	2.01	40.4	0.12	2.1	15,000	〃　〃
—	—	0.0	0.00	0.01	7.6	3.4	1.86	53.2	0.12	4.2	16,000	〃　〃
4.9	2.0	tr.	0.00	tr.	9.1	3.1	1.99	40.8	0.16	5.6	13,800	〃　〃
6.1	2.3	0.0	0.00	0.00	9.4	3.2	2.04	27.6	0.20	3.0	12,100	〃　〃
—	—	0.1	0.00	0.00	6.5	2.7	1.53	38.0	0.20	1.0	16,500	〃　〃
—	—	tr.	0.00	0.01	5.2	1.8	1.16	31.6	0.12	1.0	22,500	〃　〃
—	—	0.1	tr.	0.03	8.2	3.5	1.96	50.0	0.15	2.1	——	三島熔岩富士山体
—	—	0.1	0.00	0.03	11.7	5.2	2.85	34.0	0.10	2.4	11,000	〃　〃
—	—	0.1	0.00	tr.	20.6	4.2	3.86	9.2	0.06	4.2	——	富士川砂礫層，富士川
—	—	0.1	0.00	0.03	17.7	4.2	3.44	26.4	0.05	1.0	8,700	
—	—	0.1	0.00	0.00	20.1	3.5	3.62	30.8	0.08	9.4	9,300	〃　〃
—	—	0.2	0.00	0.02	20.7	3.8	3.77	26.8	0.06	4.2	8,100	〃　〃
9.4	2.6	0.4	0.00	0.00	24.2	6.9	4.97	10.0	0.07	6.5	5,400	〃　〃
—	—	0.2	0.00	tr.	24.7	9.1	5.55	19.2	0.08	1.8	4,900	〃　〃
11.4	1.8	0.1	0.00	〃	24.7	6.6	4.96	8.0	0.09	3.3	5,400	〃　〃
—	—	0.0	0.00	0.08	44.3	6.4	7.68	22.4	0.01	2.1	5,000	〃　〃
—	—	tr.	0.00	0.01	23.9	3.5	4.16	24.4	0.04	6.3	7,200	〃　〃
6.2	1.5	0.3	0.00	tr.	23.0	3.2	3.96	13.6	0.06	3.0	7,900	〃　〃
7.8	2.3	0.0	0.00	〃	15.6	5.4	3.42	26.0	0.15	4.9	7,500	〃　〃
—	—	0.2	0.00	〃	23.2	6.6	4.77	29.6	0.10	6.1	5,800	〃　〃
—	—	tr.	0.11	0.04	21.2	7.0	4.59	32.8	0.02	——	6,100	〃　〃
7.6	2.0	〃	0.00	tr.	16.2	5.0	3.42	14.0	0.08	4.9	8,700	〃　〃
—	—	0.0	0.00	〃	17.3	4.4	3.44	40.0	0.17	2.6	8,800	〃　〃
8.6	2.3	tr.	tr.	0.01	16.9	5.7	3.70	50.0	0.18	3.0	8,000	〃　〃
—	—	〃	0.00	tr.	6.4	1.5	1.24	38.4	0.11	2.5	18,000	富士熔岩富士山体
—	—	0.0	0.00	0.02	6.8	1.2	1.23	34.8	0.17	1.4	17,500	〃　〃
—	—	tr.	0.00	0.02	7.5	2.6	1.67	31.2	0.18	1.8	18,000	〃　〃
—	—	0.0	0.00	0.00	13.8	6.5	3.44	23.6	0.05	1.0	9,200	〃　〃
—	—	0.0	0.00	0.05	9.0	5.7	2.57	20.4	0.12	1.8	11,500	〃　〃
—	—	0.0	0.00	0.02	12.2	6.6	3.24	22.8	0.10	2.1	9,900	〃　〃
—	—	0.0	0.00	0.02	9.1	4.4	2.29	32.8	0.16	9.8	13,200	〃　〃
—	—	0.0	0.00	0.01	12.4	4.3	2.72	40.0	0.18	3.5	11,500	〃　〃
—	—	0.0	0.00	0.03	9.9	5.1	2.55	30.0	0.13	3.5	11,500	〃　〃
—	—	tr.	0.00	0.03	9.8	4.8	2.49	57.6	0.13	1.4	13,500	〃　〃
7.9	2.2	〃	tr.	0.03	13.7	5.5	3.18	37.0	0.19	4.1	8,900	〃　〃
—	—	〃	0.00	0.02	13.6	4.6	2.92	46.0	0.22	——	——	〃　〃
—	—	0.1	0.00	0.02	20.9	5.8	4.28	34.4	0.09	2.3	6,600	〃　〃
—	—	0.3	0.00	0.03	17.0	6.5	3.88	55.6	0.10	2.8	8,000	?　?
7.3	2.9	tr.	0.00	tr.	13.2	5.1	3.02	45.2	0.16	9.1	8,900	?　?
7.3	2.4	0.0	0.00	〃	12.3	4.4	2.75	47.6	0.18	1.0	9,800	富士熔岩富士山体

水質分

No.	試料採取地	井水深度 坑井深度 (m)	水温 (°C)	pH	R.pH	Free CO_2 (mg/l)	Dis O_2 (cc/l)	Excess base (m.eq/l)	Cl⁻ (mg/l)	NO_2^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)
46	吉原市共英製紙工業 K.K. No. 1 井	55	15.2	7.0	7.2	2.0	5.51	1.04	4.5	0.00	5
47	〃 サンキ製紙 K.K. 富士 No. 3 井	18–28, 31–46	15.6	7.2	7.4	1.6	5.83	0.90	3.4	0.00	7
48	〃 大和製紙 K.K. No. 1 井	21～27	16.9	7.0	7.2	3.5	5.24	1.25	12.6	0.01	14
49	〃 〃 No. 2 井	22–27, 37–43	15.7	7.0	7.4	3.0	5.88	1.02	4.9	0.00	5
50	〃 明治製紙 K.K.	31	15.6	7.0	7.3	2.5	5.99	0.89	4.9	0.00	4
51	〃 駿河木材工業 K.K.	18	14.3	7.3	7.3	3.5	6.02	0.78	3.9	0.00	3
52	〃 吉原市上水道水源井	48	15.9	7.0	7.4	1.5	6.55	0.81	4.5	0.11	1
53	〃 三星紙 K.K.	38	15.8	7.0	7.4	1.7	5.98	0.84	4.3	0.00	10
54	〃 大平製紙 K.K. 富士	不明	13.8	7.6	7.8	0.0	6.06	0.83	3.3	0.00	2
55	〃 大川製紙 K.K.	45～60	13.8	7.8	7.8	0.0	5.26	0.89	3.0	0.00	5
56	〃 大昭和製紙 K.K. 吉原 No. 4 井	39	14.4	7.2	7.4	1.7	6.62	0.65	3.2	0.00	4
57	〃 興国人絹パルプ K.K. 富士 No. 1 井	41～44	16.4	7.0	7.2	2.5	5.75	0.90	5.4	0.00	7
58	〃 井出製紙 K.K. 今泉 No. 4 井	36	15.8	7.2	7.4	1.2	6.16	0.78	5.5	tr.	9
59	〃 日産自動車 K.K. 吉原 No. 6 井	60	16.1	7.0	7.4	2.5	6.46	0.92	6.4	0.05	6
60	〃 日清紡績 K.K. 吉原 No. 3 井	67～85	15.7	7.8	7.8	0.0	5.35	1.34	5.7	tr.	5
61	〃 大昭和製紙 K.K. 鈴川 No. 11 井	121	14.1	7.4	7.6	1.0	5.24	1.04	6.5	0.00	7
62	〃 〃 No. 1 井	95～136	14.4	7.6	7.6	0.5	5.48	0.89	6.6	0.00	4
63	〃 富岳興業 K.K. No. 2 井	106～109	14.8	7.2	7.4	2.0	5.40	0.91	6.0	0.00	4
64	〃 五条製紙 K.K. No. 2 井	46～60	14.7	7.4	7.6	0.5	6.03	0.74	3.7	0.00	8
65	〃 三島製紙 K.K. 原田 No. 2 井	45～60	14.3	7.5	7.5	0.5	5.57	0.78	4.3	0.12	5
66	〃 春日製紙工業 K.K. No. 2 井	38～59	15.4	7.6	7.6	0.0	6.00	0.70	4.1	0.00	3
67	〃 富士製紙工業 K.K. 原田 No. 1 井	45～60	14.0	7.6	7.6	0.0	6.14	0.80	4.5	0.03	3
68	〃 大昭和製紙 K.K. 吉永 No. 1 井	6	14.9	7.0	7.2	2.0	6.82	0.65	4.3	0.00	5
69	〃 丸菱工業 K.K. No. 2 井	9–12, 18–21	14.6	7.2	7.4	1.5	6.37	0.60	2.8	0.00	tr.
70	〃 新生繊維工業 K.K. No. 1 井	84～98	14.3	7.6	7.6	0.0	6.05	0.84	4.1	0.00	2
71	富士郡須津村 福泉醸造工業 K.K. No. 2 井	42–61, 75–90	16.2	7.6	7.6	0.0	6.17	0.84	4.1	0.04	1
72	〃 須津村 富士製紙工業 K.K. 工尾 No. 5 井	75～90	16.8	8.2	8.2	0.0	5.89	0.64	4.5	0.00	2
73	〃 原町原町中学校水源井	165	15.5	8.2	8.2	0.0	5.72	0.97	5.3	0.00	1
74	〃 原町役場水源井	不明	15.0	8.4	8.4	0.0	6.37	0.76	5.7	0.00	1
75	〃 図書印刷 K.K.	170	15.1	8.2	8.2	0.0	6.12	0.76	4.3	0.00	1
76	〃 澱粉工場	105	——	8.0	8.0	0.0	5.68	1.14	4.7	0.00	tr.
77	沼津市 渡辺酒造店	5	17.6	6.4	7.2	15.0	2.62	0.94	20.2	0.00	15
78	〃 小諏訪新酒店	162	15.8	8.0	8.0	0.0	5.35	0.97	5.3	0.00	1
79	〃 藤倉電線 K.K. 沼津	100	15.0	7.8	7.8	0.5	5.73	0.82	3.5	0.00	2
80	〃 沼津上水道第二水源井	27	16.0	7.4	7.6	1.5	6.26	0.73	4.3	0.00	2
81	〃 沼津市立病院脇井戸	不明	15.6	7.6	7.6	1.2	4.18	0.88	4.1	0.00	2
82	〃 平作茶屋	不明	15.5	7.6	7.6	1.8	5.13	0.91	4.8	0.02	5
83	〃 矢崎電線工業 K.K. 沼津	105	15.8	7.8	7.8	0.0	5.37	0.91	5.6	0.00	2
84	〃 塚田製紙 K.K. No. 2 井	57	13.6	7.2	7.6	1.5	6.14	0.82	4.1	0.00	5
85	〃 〃 No. 4 井	60～72	15.0	7.2	7.6	1.5	5.85	0.82	4.2	0.00	2
86	〃 富士機械 K.K.	45	15.7	7.0	7.4	3.6	4.56	0.94	9.1	0.03	10
87	駿東郡長泉村 青木製紙 K.K. No. 2 井	132	15.7	7.2	7.4	1.2	5.47	0.85	4.6	0.00	2
88	三島市下土狩 長泉村簡易水道水源井	不明	——	7.1	7.3	2.0	6.45	0.79	3.9	0.00	2

析　結　果 2

Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	Fe^{2+} (mg/l)	Fe^{3+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Total Hardness	Total SiO_2 (mg/l)	P (mg/l)	$KMnO_4$ cons. (mg/l)	ρ (Ω-cm)	備考 おもな帶水層，供給源
6.9	2.3	0.0	0.00	0.00	11.2	4.6	2.63	42.0	0.20	2.1	11,200	富士熔岩富士山体
〃	〃	0.0	0.00	0.00	10.2	4.7	2.52	39.2	0.20	3.9	12,700	〃　〃
〃	〃	0.0	0.00	tr.	19.6	7.4	4.45	51.2	0.20	3.4	6,300	？　？
6.9	2.4	0.0	0.00	〃	11.4	4.5	2.63	45.2	0.18	3.1	11,000	富士熔岩富士山体
〃	〃	0.0	0.00	0.00	12.0	4.6	2.77	47.2	0.22	3.2	10,500	〃　〃
〃	〃	0.0	0.00	tr.	8.4	3.9	2.11	73.2	0.15	2.8	14,500	〃　〃
5.6	2.2	tr.	0.00	0.00	8.4	2.8	1.82	15.2	0.22	2.6	13,500	〃　〃
〃	〃	0.0	0.00	tr.	11.2	4.9	2.70	36.6	0.13	1.4	11,700	〃　〃
〃	〃	0.1	0.00	〃	8.2	3.1	1.86	31.6	0.10	2.1	14,500	〃　〃
〃	〃	0.0	0.00	0.02	8.8	3.5	2.04	23.2	0.07	0.4	14,000	〃　〃
〃	〃	0.0	0.00	0.00	7.4	3.7	1.89	36.4	0.15	0.7	16,000	〃　〃
6.6	2.2	tr.	0.00	0.00	10.6	5.1	2.66	28.0	0.21	6.5	10,500	〃　〃
〃	〃	0.0	0.00	0.00	9.8	4.8	2.48	45.2	0.12	1.4	12,200	〃　〃
6.5	2.0	0.2	0.00	tr.	12.2	4.1	2.66	25.0	0.21	3.0	11,700	〃　〃
〃	〃	0.0	0.00	0.00	15.2	5.7	3.44	25.0	0.17	2.8	8,200	〃　〃
10.6	1.6	tr.	0.00	0.01	11.6	4.2	2.59	17.2	0.91	2.6	10,100	
7.3	1.5	0.1	tr.	0.01	10.6	3.9	2.39	24.4	0.18	5.6	13,300	火山砂礫富士山体
〃	〃	0.1	〃	0.02	11.8	4.3	2.63	43.6	0.18	8.9	10,400	〃　〃
〃	〃	0.0	0.00	0.00	9.8	2.7	2.00	38.0	0.05	2.5	15,000	〃　〃
5.8	1.4	tr.	0.00	tr.	10.0	3.0	2.09	13.0	0.17	2.6	14,700	〃　〃
5.3	2.2	0.0	0.00	0.00	7.4	3.2	1.96	38.4	0.19	3.0	15,500	〃　〃
〃	〃	0.0	0.00	0.00	8.1	3.1	1.88	20.4	0.17	2.6	14,500	〃　〃
5.0	1.9	tr.	0.00	tr.	7.4	4.0	1.89	14.0	0.16	6.5	18,400	富士熔岩富士山体
〃	〃	0.2	0.00	0.00	6.7	3.5	1.75	33.6	0.08	2.1	16,000	火山砂礫　〃
6.7	1.8	0.0	0.00	0.00	8.3	2.8	1.82	40.8	0.20	1.3	14,300	〃　〃
5.4	1.5	0.3	0.00	0.00	8.7	3.3	1.99	25.6	0.17	2.6	14,500	〃　〃
4.8	1.3	tr.	0.00	0.00	7.4	2.6	1.65	44.4	0.24	7.6	16,100	〃　〃
〃	〃	0.0	tr.	0.07	9.0	3.7	2.11	35.6	0.12	3.5	14,400	三島熔岩？富士山体
〃	〃	0.0	0.00	0.03	6.9	2.4	1.51	39.6	0.13	0.3	16,300	〃　〃
〃	〃	tr.	0.00	tr.	6.8	2.5	1.54	44.8	0.08	11.2	15,000	〃　〃
〃	〃	〃	0.00	0.04	10.4	5.5	2.73	53.2	0.08	3.1	11,700	〃　〃
〃	〃	0.0	0.00	0.04	14.4	9.6	4.25	29.2	0.02	1.4	6,200	表層水
〃	〃	0.1	0.00	0.03	8.2	4.3	2.14	46.0	0.10	1.7	14,500	三島熔岩富士山体
〃	〃	0.1	tr.	0.01	6.9	3.3	1.73	41.2	0.13	3.5	16,500	〃　〃
〃	〃	0.1	〃	0.02	7.0	2.9	1.64	37.2	0.13	3.1	17,300	〃　〃
〃	〃	0.2	〃	0.02	8.7	3.5	2.03	43.6	0.14	1.4	13,500	？　？
〃	〃	0.2	〃	0.04	9.6	3.6	2.17	55.6	0.16	0.3	12,600	？　？
〃	〃	tr.	0.00	0.06	8.6	3.4	2.00	37.2	0.10	2.4	13,000	三島熔岩富士山体
〃	〃	0.1	0.00	0.04	8.5	3.7	2.04	38.4	0.09	8.4	15,500	〃　〃
〃	〃	0.1	0.00	0.04	8.5	3.7	2.04	38.8	0.14	3.1	15,000	〃　〃
〃	〃	0.1	0.00	0.03	11.2	5.2	2.79	40.8	0.11	4.9	9,700	〃　〃
〃	〃	tr.	0.00	0.02	8.6	3.3	1.98	46.0	0.11	0.7	13,500	〃　〃
〃	〃	〃	0.00	0.04	7.8	3.1	1.80	36.8	0.09	4.2	14,500	？　？



第 2 図 pH 分 布 図

地下水(試料採取地番号 No. 73～88)。

4. おもな成分の含有量と分布および特徴

試料の採取地点は第1図に，水質分析結果は第1表に示す。水質分析表中の Na^+, K^+ の分析は静岡県工業試験場の協力によるものである。

pH, R.pH, Free CO_2 pH の分布は第2図に示す。調査地域全般としては，浅層から深層に向かつて酸性→アルカリ性の傾向を示す。湧水の pH は 7.0～7.2 で一定し，A地区では 6.3～7.2 である。こゝで特徴のあるのはB地区で，深度にかゝわらず，7.6～8.2 のアルカリ性を示す。一般にはこのような例は少なく，特にアルカリ性を示す試料は，熔岩が露出する地域かまたはその上の沖積層の層厚が薄い地域に分布しており，このようにアルカリ性を示すのは富士山体から熔岩に供給される地下水の特徴と思われる。C地区の pH は 6.8～8.2 で北東から南西に向かつて酸性になる。特に富士市内では浅層に供給される富士川水系の地下水とほとんど変わらない値を示す。D地区では 7.0～8.4 でほゞ東から西にアルカリ性が強くなつている。

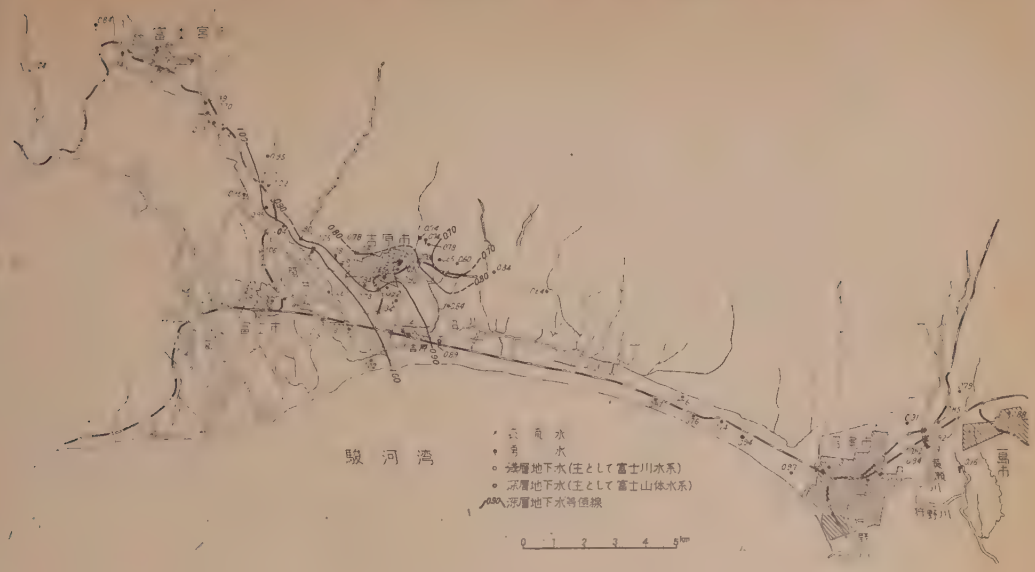
R.pH は地域全般を通じて 6.8～8.4 で，R.pH-pH は湧水では 0.1～0.4，A地区では 0.2～0.6 で各地区のうち最高値を示し，B, C, D 地区では 0.0～0.4 である。

Free CO_2 は R.pH-pH と同一傾向を示すもので，地域全般を通じて 0～24 mg/*l* で，A地区では 2～24 mg/*l* で最高値を示し，B地区では大多数 0 mg/*l* であり，C, D 地区では一部 10 mg/*l* 以上のものもあるが大部分は 5 mg/*l* 以下である。

溶存酸素 (Dis. O_2) 調査地域全般を通じての Dis. O_2 は 2.4～6.7 cc/*l* で規則だつた分布は示さない。湧水では 5.8～6.7 cc/*l* でほゞ飽和量に近い値を示す。A地区では 2.4～5.5 cc/*l* でB地区とともに地域内では低い値を示す。B地区では 3.0～6.8 cc/*l* で，ほゞ北から南に向かつて増加し，同時に Cl^- が増加し，pH はアルカリ性から中性に近づく。すなわち表層水の混入が考えられる。C地区では 2.7～6.6 cc/*l* で潤井川右岸の試料に Dis. O_2 の減少がみられる。D地区では 4.2～6.5 cc/*l* である。

アルカリ度 (Excess base) Excess base の分布は第3図に示す。調査地域全般を通じての Excess base は 0.6～3.0 m.eq/*l* で，HCO_3^- (重炭酸イオン)に換算すれば 36～180 mg/*l* に相当する。表流水の Excess base は 0.74～0.84 m.eq/*l* でわが国河川の平均値 0.46m.eq/*l* と較べて異状に高い値を示し，このことは当地域の表流水の特徴である。湧水では 0.70～0.95 m.eq/*l* で，ほゞ表流水に等しい。A地区では 1.0～2.3 m.eq/*l* で地域内での高値を示し，他の各地区と較べて明らかに供給源の相違を示している。B, C 地区の Excess base はそれぞれ 0.75～1.4，0.65～1.35 m.eq/*l* で，C地区では北東から南西に向かつて順次増加の傾向を示している。D地区では 1m.eq/*l* 以下でほゞ一定である。

塩素イオン (Cl^-) Cl^- の分布は第4図に示す。調査地域全般を通じての Cl^- は 1.0～20 mg/*l* で，その含有量の少ないことは当地域の特徴の一つである。表流



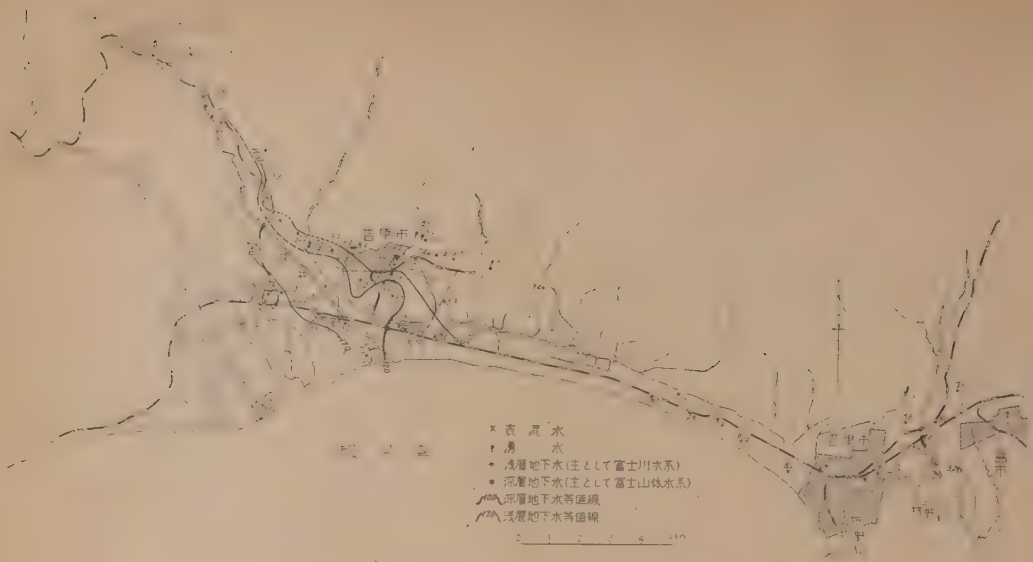
第3図 アルカリ度分布図 (m.eq/l)

第4図 Cl^- 分布図 (mg/l)

では3.6～4.7 mg/l であが，富士川の平均値7.1 mg/l 較べると低い値を示す。湧水，B，C，D地区の試料で明らかに汚染されている試料を除けば，4 mg/l 以下の有量を示す試料が全体の 1/2 を占め，過去の調査結果得られた資料にもその例をみないほど少量である。A区の Cl^- は4.5～15 mg/l で最高値を示し，B地区では0～3.5 mg/l で最低値を示す。C地区では3～7.5mg/l 北東から南西に向かって増加し，D地区では4～6 mg/l でほぼ一定である。

鉄イオン (Fe^{2+}, Fe^{3+})　調査地域全般を通じて Fe^{2+} の検出された（検出限度 0.01 mg/l）試料は皆無であり，Fe^{3+} の含有量も最高 0.08 mg/l できわめて少なく，当地域の地下水の特徴の一つである。

カルシウムイオン (Ca^{2+})　Ca^{2+} の分布は第5図に示す。調査地域全般を通じこの Ca^{2+} は5～45 mg/l であり，表流水では9～12 mg/l であった富士川の平均値 10.4



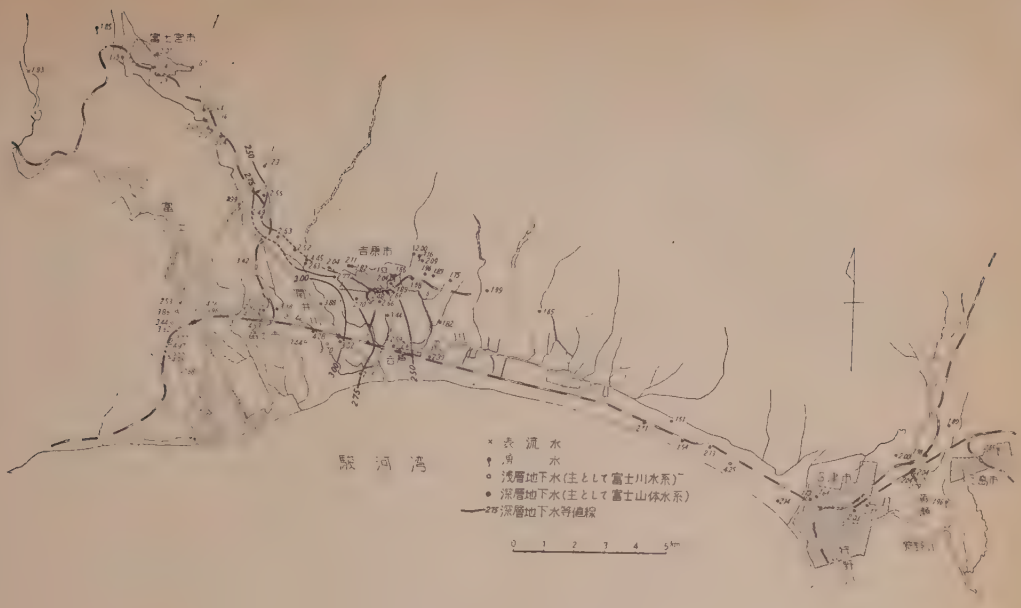
第5図 Ca^{2+} 分 布 図 (mg/l)

第6図 Mg^{2+} 分 布 図 (mg/l)

mg/l にほぼ近い値を示す。湧水では5～12mg/l, A地区では15～45 mg/l で他の成分と同様に地域内での最高値を示す。B地区では6.5～14 mg/l, D地区では6～11 mg/l でほぼ湧水に近い値を示し, C地区では7～21 mg/l で他の成分と同様に北東から南西に向かって増加する。

マグネシウムイオン (Mg^{2+})・Mg^{2+} の分布は第6図に示す。調査地域全般を通じての Mg^{2+} は0.5～12 mg/l であり, 表流水では3.0～3.8 mg/l でわが国河川の平均値3.6 mg/l にほぼ近い値を示す。湧水では0.5～5.2 mg/l, A地区では3.2～9.1 mg/l で地域内での最高値を示す。B地区では1.2～6.6 mg/l, D地区では2.9～5.5 mg/l, C地区では2.8～7.4 mg/l で他の成分と同様に北東から南西に向かって増加する。

Ca^{2+}/Mg^{2+} を当量単位で計算するとA地区およびC地区の富士市内の試料では2.0～4.0, その他の試料では1.2～1.8で, Ca^{2+} の絶対量とともに両者の間に明ら

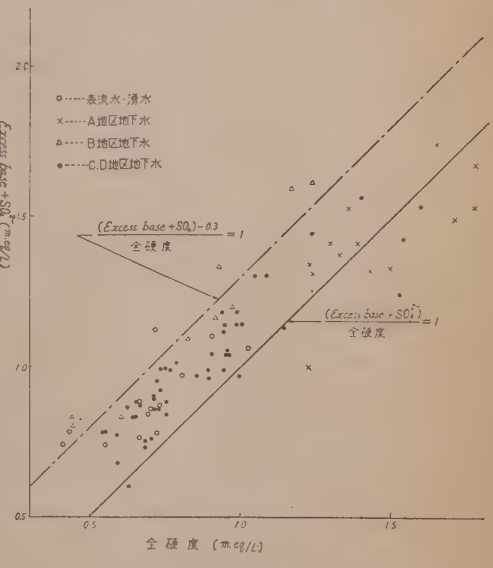


第7図 全硬度分布図

かな差異を生じ，供給源の相違が考えられる。

全硬度 (Total Hardness)　全硬度の分布は第7図に示す。全硬度は上記の Ca^{2+}, Mg^{2+} から算出したもので，ドイツ単位をもつて表わし，その1°は Ca^{2+} の 7.14 mg/l, Mg^{2+} の 4.34 mg/l に相当する。調査地域全般を通じての全硬度は1.2～7.7° でA地区のものは軟水，その他のものは極軟水に分類される。表流水の全硬度は1.9～2.5° でわが国河川の平均値2.3° にほぼ近い値を示し，湧水では1.2～2.9°，B地区では1.2～3.2°，である。A地区では3.4～7.7° で他の成分と同様に地域内での最高値を示し，C, D 地区ではおのおの1.7～4.3°，1.5～2.8° でC地区では他の成分と同様に北東より南西に向かつて増加する。

全硬度と (Excess base+SO_4^{2-}) との関係を第8図に示す。図中の実線は両成分の当量比が1の線であり，破線〔(Excess base+SO_4^{2-}) −0.3〕と全硬度の比が1の線である。実線の下側にプロットされる試料はA地区の約半数と C, D 地区の一部の試料であつて Cl^- が他の試料に較べて Cl^- に多く起因する硬度を有する試料である。破線の上側にプロットされる試料は表流水，B地区の一部試料で，Cl^- の絶対値が少ない試料および Cl^- に対するアルカリ金属イオンの多い試料である。後述の Cl^- Na^+ の当量関係と試料中の Cl^- が NaCl 組成で溶解していると考えると，堆積物から溶出するアルカリ金属およびアルミニウムイオンなどの合計はほぼ 0.3 m.eq/l 以内である



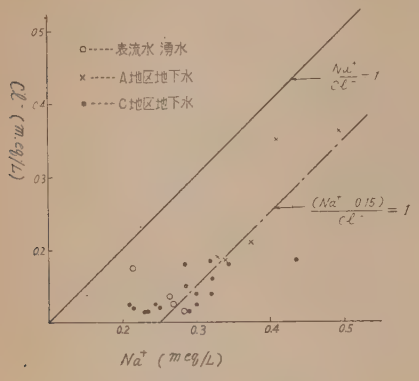
第8図 全硬度と (Excess base+SO_4^{2-}) との関係

ナトリウムイオン (Na^+)，カリウムイオン (K^+)

Na^+, K^+ の分析結果は数が少なく，そのうえ Na^+ は食塩の成分としての汚染による変化が大きいので正確な判断は困難である。Na^+, K^+ のわが国河川の平均値はおのおの 6.6, 2.0 mg/l で調査地域の表流水では，おのおの 6.2, 1.6 mg/l で両者ともやゝ少ない。A地区では Cl^- の量と関係して Na^+ が他の地区よりも多く 6.2～11.4

mg/l であり，C地区では Na^+ が4.8～10.0 mg/l である。K^+ は全地域を通じて1.3～2.6 mg/l である。

Na^+ と Cl^- の関係を第9図に示す。図中の実線は両成分の当量比が1の線であり，破線は Cl^+ と（Na^+－0.15）の比が1の線である。すなわち Cl^- と当量の Na^+ を食塩



第9図 Na^+ と Cl^- との関係

組成と考え，（Na^+－Cl^+）の当量を求めると 0.1～0.2 m.eq/l となり，前述の全硬度と（Excess base＋SO_4^{2-}）の関係の項で述べた過剰の陰イオンに対しての堆積物からの Na^+ の溶出はほぼ 0.1～0.2 m.eq/l になる。

全珪酸（Total SiO_2） Total SiO_2 の分布は不規則であるが，一般にいえることは調査地域全般を通じて他の地域に較べて多いということである。すなわちわが国河川の平均値 10.0 mg/l に対して表流水が 19.8 mg/l（ただし富士川表流水は異状値なため除く）である。地下水ではA地区のものが最少で平均 24.0 mg/l，A以外の地区では31～42 mg/l の平均値を示す。A地区の試料と他の地区の試料との Total SiO_2 の差は帯水層の差によるものと考える。

その他の成分 その他の成分では SO_4^{2-} はA地区が 10 mg/l 土，B，C 地区では 10 mg/l 以下，D地区では 1～5 mg/l である。PはC地区の試料に多く 0.15～0.20 mg/l で他の試料と若干異なつている。

5. 結　語

以上各種成分の含有量と分布について述べたが，要約すれば，調査地域の地下水は

(1) 富士川水系地下水

(2) 富士山体から供給される地下水

に大別される。富士山体から供給される地下水は北東―南西方向に成分変化がみられ，これが同地下水の流動方向と考えられる。富士川水系と富士山体水系との境界は富士市の東端ほぼ潤井川の線で各種含有成分に不連続帯がみられる。富士市内では鑿井記録によると1および2の水系の地下水が別個に採取されている試料があるが，水質による区別はほとんど不可能である。

両水系の水質組成の概略は次の通りである。

成　分	富士川水系	富士山体水系
pH	7.0 より酸性	7.0～8.2
Cl^-	4.5～15 mg/l	1.0～6.5 mg/l
Excess base	1.1～2.3m.eq/l	0.7～1.0m.eq/l
SO_4^{2-}	5～15 mg/l	1～10 mg/l
Ca^{2+}	12～25 〃	5～12 〃
Mg^{2+}	3～ 7 〃	2～ 6 〃
Total Hardness	3.0～5.0°	1.1～2.7°
Total SiO_2	10～45 mg/l	25～50 mg/l

（昭和30年7月～31年3月調査）

文　献

1) 蔵田延男外：岳南地域工業用水調査報告，地質調査所月報，Vol. 7, No. 6, 1956
2) 落合敏郎：火山地帯における上水道水源開発の1例，水道協会誌，Vol. 3, No. 221, 1953
3) 静岡県：岳南地域工業用水調査報告，1956
4) 鈴木好一外2名：三島平野の地質，資源科学研究所彙報，No. 27, 1952

概　報

553.43：550.85：521.75)

兵庫県多可郡下の銅鉱床

——特に樺阪・金蔵両鉱床について——

原口九萬*

Copper Deposits in Kabasaka Mine, Kanekura Mine and their Environs, Hyōgo Prefecture

By

Kuman Haraguchi

Abstract

Several copper deposits occur in the region of Sugihara river, Taka-gun, Hyōgo prefecture which is situated in the eastern part of the so-called Ikuno mineral province.

In this paper, the writer describes the geology of the district and the nature of the ore deposits. Especially, two important deposits Kabasaka and Kanekura, which have been well mined, are described in detail.

1. 緒　言

生野鉱山に東隣する西脇市の北方を南北方向に流れる杉原川流域は，いわゆる「生野鉱床区」に属し，同川を挟んで東側には樺阪・入角・鳥羽・黒見，西側には清水・金蔵・糀屋などの銅鉱床が散在している（第1図参照）。

これらの鉱山のなかで鉱床の規模と，既往の産額からみて注目に価するものは，樺阪と金蔵の両鉱床である。

樺阪は最近山元に小規模の浮遊選鉱場を設け，精鉱（Cu 15％）月産40tを生産しており，金蔵は双葉鉱山として終戦前までは稼行されたが，最近は休山するに至つた。

昭和31年5月26日から5日間，当地方の諸鉱床の概査を行つたので，その結果を報告する。

第1図　位　置　図

2. 地質・鉱床総説

当地方は古生層とこれを貫ぬいて新第三紀に迸出した流紋岩とからなる。

古生層は金蔵鉱区の松井庄村豊部，同熊野部の山地を形成し，N60°E の走向をもつてN 30～60° 傾斜している。黒色～緑灰色千枚岩質粘板岩を主とし，砂質粘板岩・砂岩およびチャートを挟有している。化石の産出をみないため，その時代は決定できないが，但馬竹田図幅の氷上層に対比され，少なくともその一部は上部石炭紀に属するであろう。

流紋岩は東方の氷上郡境に聳立する竜ヶ岳 817 m・篠峰 827 m）・妙見山 693 m，西方の神崎郡境の千ヶ峰の高峰 1,006 m を構成して広く当地域内に分布するが，金蔵鉱区の古生層中には岩脈または岩床として，し

* 大阪鉱山事務所

ばしば迸入している。本岩には斑晶として長石と石英とがみられ，有色鉱物はほとんど緑泥石化し，石基は灰色～暗灰色である。

鉱床の母岩は古生層と流紋岩の場合があり，鉱床は裂罅充塡鉱床に属し，樺阪本鑓は走向延長1,400 m，金蔵の3主要脈は500～900 m に達する。しかし稼行の対象となるのはこの鉱脈中に直りをなす部分で，一般に水平延長に較べて垂直的に延びている。

直りの著しいものは樺阪の八万鑓および金掘鑓で深さ120 m に及び，金蔵の勝浦8脈の直りもかなり下部まで鉱石が連続している。

鑓幅は15～150 cm に膨縮するが，平均40 cm でところによつては2脈に分かれることもある。鉱脈の走向は大局的には，EW と SW の2方向に大別できる。

流紋岩中に発達する樺阪・入角・鳥羽・黒見の鉱脈の走向はいずれも E-W で，古生層の千板岩質粘板岩中の層理に雁行する金蔵の鉱脈の走向は N60°E，傾斜は一般に50～80°N であるが鳥羽・黒見では南へ急斜し，樺阪においては南へ逆転する所もある。

これらの鉱脈を生成した運鉱岩は不明であるが，母岩が流紋岩であることや，古生層の千枚岩質粘板岩中に胚胎される鉱脈も，その附近に流紋岩が岩脈あるいは岩床として貫入して直りをつくつていて，鉱脈と流紋岩とは不可分の関係にある。

金蔵鉱脈に接する流紋岩の岩脈中に黄銅鉱と硫化鉄鉱とが鉱染し，鉱脈の生成が岩脈よりも新しい。

母岩は珪化・緑泥石化および方解石化作用を受けており，特に直りの周縁部は緑泥石化作用が著しく，これが探鉱上の有力な鍵となる。

黒見鉱床は断層角礫岩中に生成された鉱脈で，ほかに断層線に沿つて熱水液が上昇沈澱した鉱脈も多く，この現象が繰り返された複成鉱脈もある。

なお断層には鉱脈の生成後にできた走向断層と斜交断層とがみられるが，鉱脈に与えた変位は小さく，探鉱上に支障を及ぼしていない。

鉱石は鉱床によつて一様でないが，銅鉱として次の種類に分けられる。

1) 黄銅鉱（斑銅鉱）と黄鉄鉱
2) 黄銅鉱と磁硫鉄鉱
3) 雑鉱（黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・磁硫鉄鉱）

1）は樺阪・鳥羽の鉱石，2）と3）は金蔵・黒見・清水の鉱石である。

黄銅鉱は縞状を示すことが多いが，脈品位 Cu 15 % に達する富鉱を，2）の場合も Cu 5～10 %，3）では Cu 1～3 % である。含銀分は生野鉱石に類似して高いことが特性で，精鉱には t 当り数100 g に達するが，金品位は低く，t 当り1 g 以下である。

脈石は一般に石英と方解石であるが，鳥羽鉱床ではこのなかに螢石を伴なう。

3. 鉱床各説

3.1 樺阪鉱床

3.1.1 位置および沿革

杉原谷村観音寺にあり，奥豊部でバスを降りて北東2 km で山元に達する。この間自動車の通行が可能である。古く徳川時代に開坑されたが明治9年から昭和13年に至る長期間生野町の安井金助と至の父子によつて稼行された。樺阪本鑓の金掘・梅ヶ谷両鉱区を買収し，金阪鉱山と称した時代もあつた。坑内図でみられるように，個人経営としては坑道の掘進・採鉱がよく行われている。昭和13年から終戦まで伊藤賢岳（大阪市）が稼行し，同27年東日本鉱業 K.K.（東京都）の所有となり，30年秋に浮遊選鉱場（20 t/day）を完成し，坑内の探鉱に努め，現在精鉱（Cu 15 %）月産約40 t を生産している。

3.1.2 鉱床

鉱区（鉱区面積21万坪）は妙見山の北麓を占め，流紋岩からなる。

主要脈は走向 E-W，傾斜60～80°N で，西端の多宝坑から東端の梅ヶ谷坑までの延長1,400 m に達する（主要坑道は本坑と2号坑で，選鉱物地並は本坑地並と同じ）。

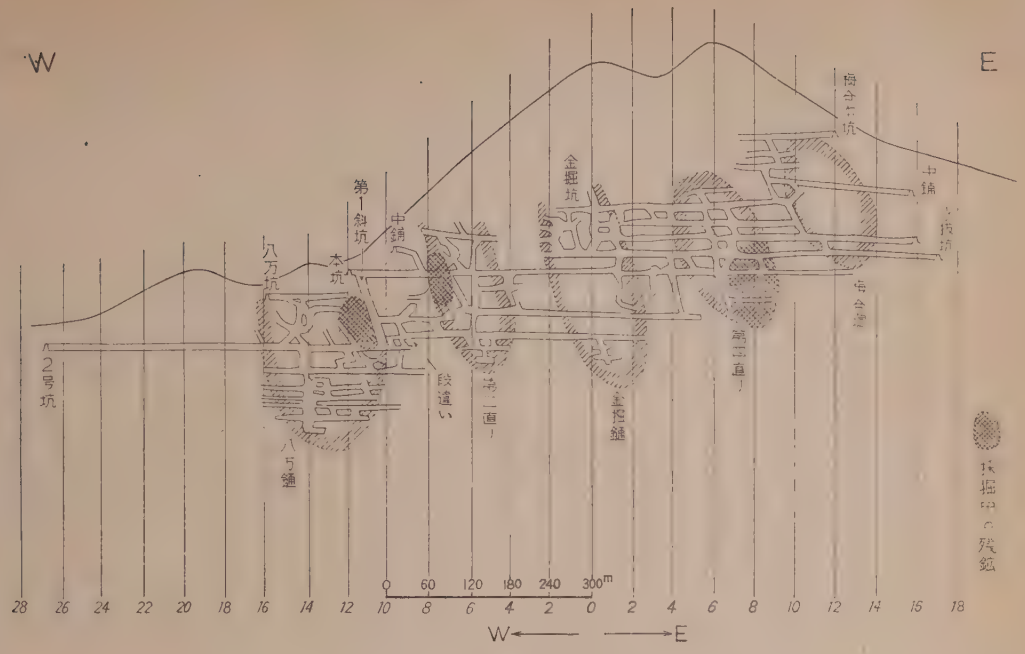
露頭は本坑の坑口の背後地から東方の金掘坑の北側山地に至る約500 m の間に点々として散在し，探鉱を行つた旧坑も存在する。露頭の鑓幅は15～30 cm で，鉱況は一般に西半は銅，東半は亜鉛品位が高くなる傾向がある。本鑓の北70 m を隔てて三宝鑓と称する平行脈があるが，脈幅・品位は本鑓に劣り稼行価値は低い。また入角鉱床は樺阪の南東，妙見山の東麓にあり，走向 E-W の平行脈である。終戦直前まで稼行されたが，坑道がまつたく埋没して鉱況を明らかにできない。

第2図に示したように，主要脈には数個の直りが存在し，西から東へ八万鑓・第2直り・金掘鑓・第4直り・梅ヶ谷鑓と規則正しく配列し，直りの位置は東から西に行くに従がい，順次深くなつている。

かつて樺阪（八万鑓）・金掘・梅ヶ谷の3鉱山が独立して稼行されたことがあるが，これらは同一鉱脈の直りにすぎない。

八万鑓： 本鉱床の最良の直りで，八万坑から6坑まで（垂直深度120 m）採掘されている。

終戦直前まで稼行されたが，現在は水没し，目下排水の準備中である。鉱況は3～4坑間で最も優れ，6坑下底では銅品位が低下したといわれる。本坑にはまだ残鉱



第2図 榊阪鉱山坑内立体図

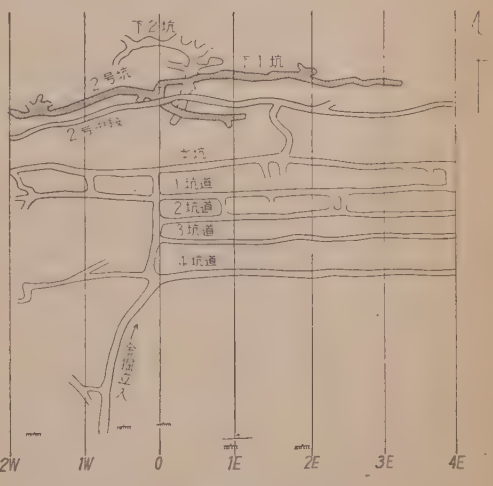
が存在するものと考えられ，特に3～4坑間は東と西の両方向に押す必要があろう。現在「西10」の本坑第1斜坑の採掘場は八万鍾の東端の残鉱である。

第2直り：「西7～8」の本坑から中鋪に向かつて10数m掘上がつた所に，鍾幅が70cmで中石を挟み，方解石に富む雑鉱（Cu 2～3%，Zn 10%，Pb 1%，Ag 100g/t）が知られていたが，その下部に鉱石を発見するに及んで，現在2号坑から切上り採鉱を行つている。

金掘鍾：露頭附近に旧坑が多く，金掘立入で浅所の鉱石はほとんど採掘済みであるが，採掘跡にCu 15%の細脈がみられた。金掘坑は4坑道にあたり，2号坑まで垂直100mあり，さらに2号坑から下2坑まで30m掘下がつている。

金掘鍾は明治年間に盛んに稼行された。この金掘鍾は「0」附近で鉱脈は第3図に示すように2脈に分岐し，前鍾は銅品位が良好であるが，後鍾は鉱況不良で稼行に堪えない。この前・後両鍾は「東10」附近で合している。鉱況は「0」から東へ40mの間で最も優れていたといわれる。

第4直り：「東7～10」にあり，金掘鍾と同様に前鍾の鉱況がよく，大正6～8年の銅の好況期に盛んに掘られたが，採掘跡はほとんど崩壊している。最近本坑を取明けた結果，Cu 1～3%で鍾幅1mの鉱脈を把握し，相当量の残鉱を確保している。この鉱石は緑泥石化作用がはなはだしく，黄銅鉱が緑泥石中に不規則に散在して



第3図 榊阪鉱山金掘直り
0附近で鉱脈は2脈に分岐する

いる。

なお第4直りには金掘立入と2号坑が延びてきており，大正年間には採掘権をめぐつて紛争をおこしたことがあり，また八万鍾の東部の「西10」には2号坑と金掘坑が「段違い」を生じている。

梅ヶ谷坑鍾：坑口に鍾幅10cmの露頭があり，西へ60m鍾押して採掘跡に至る。天盤には幅20～30cmの鉱脈Zn 10%，Cu 1～2%がみられ，梅ヶ谷鍾は非鉛

の強い鉱石で特徴づけられる。梅ケ谷坑から金掘坑まで垂直 80 m の採掘跡は辛うじて入坑できる。

以上本鉱床で観察される鉱石は，掘残しの黄銅鉱の細脈と雑鉱のみである。黄銅鉱の細脈は脈品位 Cu 15 % に達し，昔はこれが肥厚した部分を採掘したものであつた。

今後探鉱して黄銅鉱の富鉱を発見することと Cu 1〜2 %の雑鉱を量的に把握することが肝要である。坑内図からみて，新しい直りを発見することは困難で，既知の直りの残鉱，特に直りの上下両端部には探鉱の余地があり，「東7〜10」の下部探鉱を目的とする2号坑の東押が必要である。

3.1.3 鉱 石

黄銅鉱を主とするものと，閃亜鉛鉱を主とする雑鉱とがある。硫化鉄鉱は次に述べる金蔵鉱床に較べて遥かに少ない。脈石は石英と方解石である。

鉱石の分析結果は次の通りである。

採取試料	Ag (g/t)	Cu (%)	Zn (%)	S (%)
八万鐘残鉱	490	7.98	——	——
本坑貯鉱（最上鉱）	444	25.32	0.52	27.97
〃（上鉱）	362	11.05	——	——

昭和31年1〜3月間の産額実績は次の通りである。

		Ag (g/t)	Cu (%)	Zn (%)	数量 (t)
1月	粗鉱	41	1.21	11.0	410
	精鉱	559	16.30		28
2月	粗鉱	55	1.25	16.0	450
	精鉱	595	13.99		36
3月	粗鉱	62	1.30	1.74	470
	精鉱	643	17.08	17.08	40

現在鉱石は同和鉱業小阪製錬所へ売鉱されている。

3.2 金蔵鉱床

3.2.1 位置および沿革

本鉱床は松井庄村豊部の西側山地にあり，加古川支線鍛治屋駅からバス15分で豊部に達する。古く徳川時代に開坑され，勝浦・宮前・久留寿・寺谷・豊部の諸鉱山に分かれて盛んに稼行された。当時の鍰と廃石は各所に多量残存している。その後幾多の変遷を経たが，大正年間に矢野鉱業 K.K.（大阪市）によつて，1坑採掘され，最も盛況を呈した。さらに昭和15年に鐘ケ淵実業がこれを買収して双葉鉱山と改称し，選鉱場を設けて積極的に採鉱を行い，昭和18〜19年には生産指定鉱山となつたが，終戦と同時に休山するに至つた。現在では選鉱場跡と鉱員住宅が残存しているにすぎない。昭和23年，[illegible]の所有となり，豊部本坑の取明けと柏谷坑を開坑して，銅鉱と磁硫鉄鉱を対象に小規模に稼行したが，最近に至つて一時休山している。

3.2.2 鉱 床

鉱床は古生層の千枚岩質粘板岩の層理に沿つて走向 N60°E，傾斜 50〜70°N に走る8条の平行脈からなる。銅鉱として稼行された主要脈は4番鐘・6番鐘・8番鐘の3脈で，7番鐘は柏谷坑から雑鉱として採掘された（第4図）。

鉱床は直りをなし，鐘幅は 20〜30 cm であるが，ときには 1.5 m に肥大することがある。

この直りは一般に水平よりも垂直的に延びて発達している。坑道はかなり掘られているが千枚岩質粘板岩は崩落し易く，採掘跡はほとんど崩壊している。

勝浦坑は最北部の8脈を採掘しており，2つの直りがみられる。上位の旧坑と勝浦本坑から掘られ，往時の鍰が多い。廃石中の鉱石も黄銅鉱を主とし，品位が良好であるが，硫化鉄鉱の量は少ない。

田尻坑・金旲坑（疏水坑）・喜多坑も8脈の直りに向かつて掘進されたものであるが，採掘跡は崩れている。坑道内には流紋岩が岩脈として存在する。

勝浦坑の直りは旧坑から本坑を経て金旲坑の地並以下までは，鉱況が良好であつたため，おそらく掘下げられているものと推定され，その残鉱は乏しいと思われる。

亀谷坑は約 500 m にわたつて7番鐘を東押しているが，磁硫鉄鉱の小さい直りをみるのみである。柏谷坑はこの7番鐘の延長上にあることは間違いなく，Cu 1〜3 %の雑鉱を産出する。勝浦坑から柏谷坑の下部に達する立入があるが，着脈点附近の鉱況は不明である。

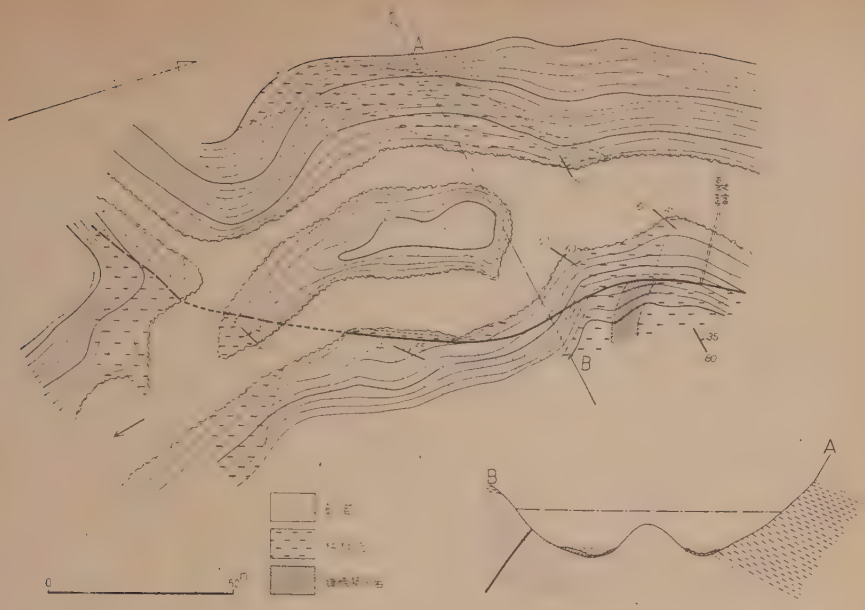
金輝坑の立入では1番鐘から6番鐘まで着脈しており，4番鐘の東押は豊部本坑と貫通している。6番鐘は東押の1号斜坑および2号斜坑と西押とで採鉱されている。

久留寿坑は4番鐘の西部の直りを採掘したもので，入坑できないが，俗に雑金敷と呼ばれ，良好な鉱石を産したという。旧坑は非常に不規則に乱掘されており，往時に山元製錬した鍰量は勝浦坑とともに多い。

年多部坑は金輝坑から 20 m 下位にあり，採掘跡は埋没しているが，取明けを行つて雑金敷の下部の鉱況を知ることが肝要である。

雑金敷は坑内図からみて4番鐘と6番鐘とのいわゆる落合直りと考えられ，勝浦坑の8番鐘の直りとともに本鉱床の最良のものとみなされる。

金輝坑の上位に椿坑の旧坑があり，6脈を掘つているが，鉱石は黄銅鉱を含む磁硫鉄鉱である。鐘ケ淵実業時代に4番鐘と6番鐘を掘つた金輝坑には廃石が多量にあるが，鉱石は椿坑のものと同様である。



第4図　全藏鉱山坑道略図(平面図)

豊部本坑は立入120 m で4番鏈に着鉱し，金輝坑から4番鏈を東押した引立がみられる(鏈幅15 cm)。着鉱点から西へ110 m まで入坑できたが，この間には鉱石が断続し，鏈幅は最厚1.5 m に達する。

流紋岩が岩脈として迸入しており，鉱脈はこの岩脈を上盤とし，下盤は薄い粘土を挟んで黒色千枚岩質粘板岩となつている。流紋岩中に磁硫鉄鉱が細脈または微粒として鉱染している。

鉱脈に接する母岩は緑泥石化がはなはだしい。

銅鉱は磁硫鉄鉱中に不規則な脈状あるいは塊状(高品位鉱)として産出し，鉱石中の割れ目を充たして閃亜鉛鉱と方鉛鉱が晶出していることがある。

柏谷坑には流紋岩が岩床または岩脈として貫入し，鉱脈は乱されている。

要するに本鉱床の鉱脈の分布状態と主要な直りについては，ほゞ想定できるが，坑内観察がほとんどできないため鉱況はよく把握できない。

主要な直りはほとんど掘り尽されているが，含銅分の低い磁硫鉄鉱はなお坑内に残存するものと考えられる。坑内の取明けには相当の経費を要するであろうが，雑金敷の下部の探鉱に特に興味がある。

また宮前・勝浦・金輝・豊部の坑外には多量の鏃石があり，坑内充塡のものも多量見込まれるので，選鉱設備を備えてこれらの鏃石を活用することもかゝる歴史の古い鉱山再興の一策であろう。

鉱石について分析試験した結果は次の通りである。

	Ag (g/t)	Cu (%)	Zn (%)	S (%)
豊部上鉱	370	14.90	—	24.63
〃 並鉱	205	6.73	—	
柏谷1坑	—	1.34	6.83	
〃 2坑(露頭)	—	2.19	14.71	

3.3 鳥羽鉱床

鳥羽までは鍛冶屋町から佐治行バスの便があり，鉱床は鳥羽の東方竜ヶ岳(816 m)の北斜面にある。鉱業権者岩谷政一(神戸市)が昭和16年に試掘したに止まる。

鉱床は流紋岩を母岩とする裂罅充塡鉱床で，その母岩は緑泥石化作用が特に顕著で，黄鉄鉱によつて鉱染されている。

坑口から N15°E の方向の立入(22 m)で着脈し，東へ110 m，西へ30 m 鏈押している。東押10 m の箇所に延長11 m に及ぶレンズ状の直りがあるのみである。

鉱脈の走向は N80°W，傾斜70°S で，直りは高さ5 m まで切上り採掘され，天盤には鏈幅20～30 cm (Cu 5 %)の鉱脈がみられ，踏前より下部に鉱石は連続するが，湧水のため採掘は困難である。本鉱床は直りの規模が小さいため，鉱石の品位は良好であるが稼行価値に乏しい。

鉱石は黄銅鉱・斑銅鉱を主とし，少量の黄鉄鉱を伴ない，脈石には螢石・方解石・石英がある。鉱石の品位は片双鉱 Cu 15 %に達する。当鉱床の脈石に螢石を産することは，当地方の他の鉱床と異なり，高温型熱水鉱床

であることを示すものである。

3.4 黒見鉱床

竜ヶ岳の北東麓にあり，郡境で鳥羽鉱床と隣接し，古くから銀山として稼行されたことがある。本坑の方向はN80° W で，坑口に断層角礫岩がみられる。坑内で観察した直りは延長15 m で，その 20 m 上位にある旧坑と貫通している。また本坑の下位 5 m に疏水坑があるが湧水のため入坑できない。採掘跡は全部充塡され，鉱石はみられない。

捨石中の鉱石は雑鉱で，そのなかに Cu 5～6 %を含む磁硫鉄鉱がある。鉱況は不明であるが，採鉱は疏水坑の地表以下となり，立坑の掘鑿と排水のため，採掘条件が不良である。

その他鉱区内に旧坑および鉱幅 20～30 cm，走向ほぼ N-W，傾斜 60° S を示す露頭があり，鉱石は黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱を含む磁硫鉄鉱である。

4. 結　語

樺阪・金蔵両鉱床には良好な直りが多数存在し，これらは永年にわたつて採掘されたが，過去においては比較的高品位鉱を対象としたため，低品位鉱はなお残存しているものと考えられる。

また既知の直りにおいても充分探鉱されたとはいい難く，直りの上下両端部には今後探鉱の余地がある。

(昭和 31 年 5 月調査)

551.7：627.53 522.7

宮崎県五ヶ瀬川水系祝子川ダム地点地質調査報告

1. 緒　言

本調査は福岡通商産業局公益事業部の要請により，昭和30年12月9日から12月14日まで6日間，公益事業部の祝子川(ほうり)発電計画に基づくダム地点およびその貯水池附近について地質調査を実施したものである。

調査地域は2地域に分かれる。その1は中流部の第1発電所ダム予定地から第2発電所予定地附近に至る間で，他は上中流部の第2発電所ダム予定地から第3発電所予定地附近に至る間である。説明の便宜上，前者を第1地域，後者を第2地域と呼ぶ。

本川の発電計画には，下流から第1・第2・第3・第4発電所の4地点が立案され，そのうちで最も重視されているのは第2発電所である。第2発電所のダムは，基礎岩盤上35 m の堤高をもつ重力式コンクリートダムで，圧力式隧道4.5 km によつて導水し，有効落差225 m，最大出力9,100 kW を発電する計画である。

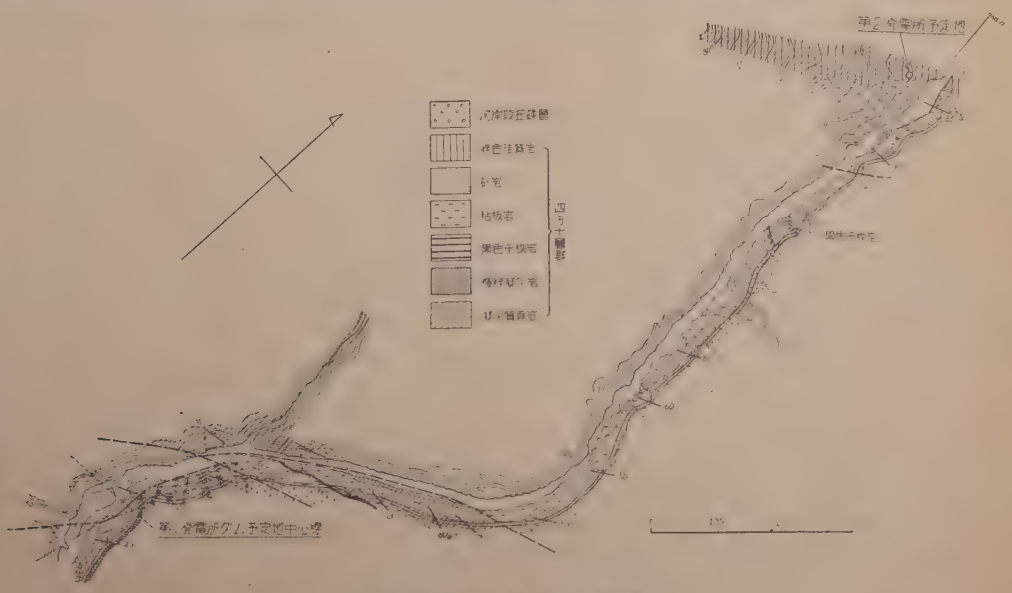
第1発電所計画は，下流の灌漑用水ならびに旭化成延岡工場の工業用水の調整が考慮されたもので，基礎岩盤上10 m の低いダムで，ダム式発電所が考えられている。

第3・第4発電所計画地点は本調査の対象から除いた。

第1図　位　置　図

2. 位置および交通

調査地は宮崎県延岡市および東臼杵郡北川村内（5万分の1地形図　熊田）にある。



第2図　第1地域地質図

第 3 図 第 2 地域地質図

第1発電所ダム予定地は祝子川のほぼ中流，既設の九州電力祝子川発電所の下流約1.5km の地点にある。また第2発電所ダム予定地は上中流部に位置し，既設の九州電力祝子川発電所取水口から上流約400m 附近にある

これらの調査地域に至る一般の交通機関はないが，延岡方面から上流の祝子川部落に至る間に，営林署の林道が開設されているので，材木運搬用のトラックが通つている

3. 地　形

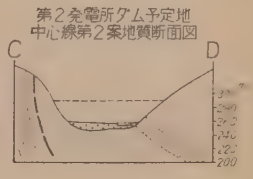
調査地域一帯は，いわゆる壮年期地貌をなし，山腹は一般にはなはだ急で標高 600～900 m の連峯が屹立している(第1ダム予定地附近で標高 50 m，第2ダム予定地附近で標高 260 m 余である)。

祝子川は源を大崩山(1,643.3m)および夏木山(1,386.0 m)間に発し，ほぼ南東流して延岡市の海岸近くで五ケ瀬川に合流する。祝子川は支谷の発達の悪い川で，第1・第2地域を通じて檜山谷・落水滝谷を除けば，他にみるべきものがない。そして小支谷のすべてが，本谷との合流点で滝または無水の懸崖を形成している。本谷の上中流部すなわち第2地域附近はU字谷をなして河流は緩やかで，既設の九州電力祝子川発電所取水口附近から急流となつて谷はV字谷に移り，第1地域附近で流れはふたたび緩やかになる。すなわち第1地域と第2地域とで谷の形状が異なり，かつ第1地域左岸の河岸段丘礫層の存在を考え合わせれば，谷発達の発展過程が明示されているといえよう。

4. 地　質

4.1 地質概説

当地域の地質はその大部分が，四万十層群と呼ばれて



.および断面図

いる中生層で占められている。その走向はほぼ N60°E を示し，数回背向斜を繰り返しているもののようである。岩石は砂岩・粘板岩の互層で，輝緑凝灰岩・凝灰質頁岩・緑色珪質岩などを挟有する。

これらの四万十層群を貫ぬいて上流部に花崗岩，上中流部に花崗斑岩の迸入が著しい。

中流部の左岸には局部的に新期の河岸段丘礫層がみられ，上中流部には小規模の冲積層の発達をみる。

4.2　四万十層群

四万十層群は，第1・第2両地域ともに砂岩・粘板岩の互層で構成されているが，両地域でそれらの岩質が多少異なり，また挟有する他岩層も異なるので，地域別に述べる。

第1地域：　砂岩は層理の明瞭なものもあるが，一般に黄褐色～淡色の中粒塊状砂岩が多い。粘板岩は灰色～灰黒色を呈し，板状をなすものと，緻密な塊状を呈し，層間褶曲して歪曲した縞模様をなすものがある。

これらの砂岩・粘板岩層のほかに，輝緑凝灰岩・凝灰質頁岩・緑色珪質岩・黒色千枚岩などを挟有する。

輝緑凝灰岩層は層厚数 m のものが数層数えられる。いずれも緑色を呈し，薄板状ないし千枚状に裂け易く，質は脆弱である。

凝灰質頁岩は第1ダム予定地上流部に広く露出する。断層のためその層厚は明らかでないが，少なくとも 60 m 以上に達する。灰緑色を呈し，凝灰質に富んだ頁岩で，著しく層理の明瞭な岩相である。

緑色珪質岩は第2発電所予定地附近に1層みられる緻密質で著しく堅硬である。

黒色千枚岩中は第2発電所予定地下流附近の道路脇に1m余の薄層がみられる。石墨質の千枚岩で，質はきわめて軟弱である。

第2地域：砂岩は一般に灰色～暗灰色を呈し，細粒または中粒塊状である。また花崗斑岩の迸入により珪質になつたものが多い。第2ダム予定地附近のものは淡黄褐色を呈し，中粒塊状ないし厚層理である。

粘板岩は一般に灰色～灰黒色を呈し，板状をなすものが多い。花崗斑岩の迸入により珪質になつていることは砂岩の場合と同様である。

本地域は，上流側からおよそ砂岩帯・砂岩粘板岩互層帯・粘板岩帯・砂岩帯の4帯をなし，花崗斑岩の迸入は著しいが，他の水成岩層の挟有は認められない。

4.3 花崗岩

大崩山一帯を占める花崗岩の周辺部が，本調査の第2地域の右岸上流部附近に露出する。黒雲母中粒花崗岩であるが，黒雲母が少ない。だから本岩の崖を遠望すると，白色を呈して，積雪を思わしめるものがある。風化が著しく，崖下に花崗砂の崖錐をみることが多い。

4.4 花崗斑岩

一般に四万十層群中に岩床状に迸入したものが多く，地層の走向と同方向に延びている。細粒状をなして一見砂岩のような外観を呈し，砂岩と誤認されるものもあるが，結晶粒がやゝ大きく，長石や有色鉱物の斑晶が字紋状に白黒模様を呈するものもある。本岩は，第2地域には露出顕著であるが，第1地域にはみられない。

4.5 河岸段丘礫層

第1地域の第2発電所予定地下流の左岸道路上，すなわち現河床から20～30m あまり上方の山腹緩斜面2カ所に巨礫層が分布する。これは往時の河床堆積物で，周囲の地形から推して，その分布は局部的，かつ薄層であろうと推定される。

4.6 沖積層

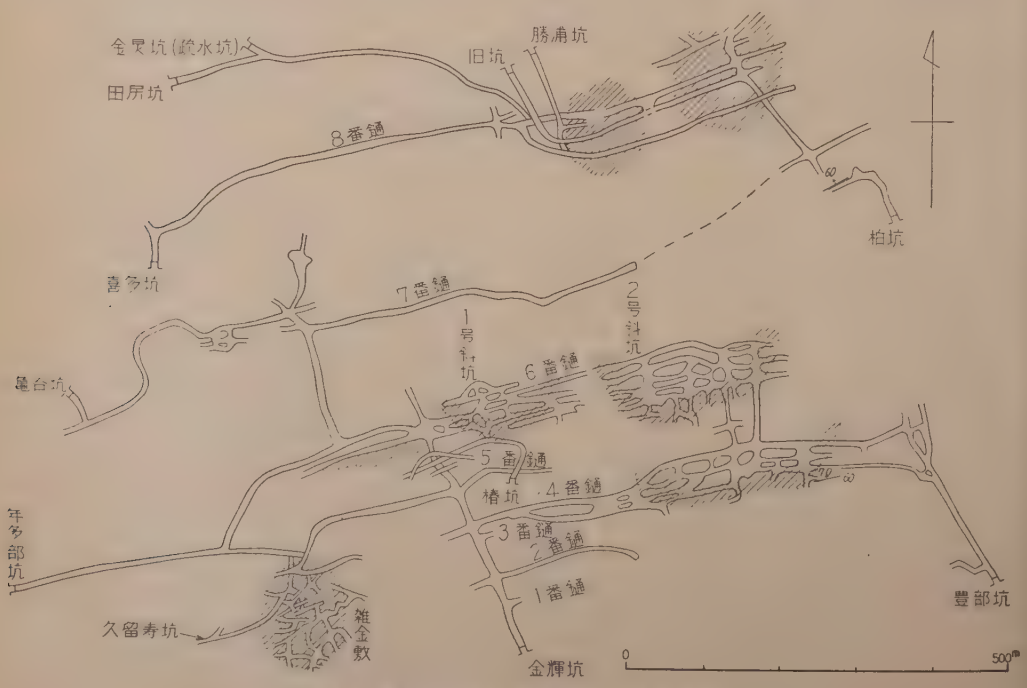
第2地域はU字谷をなしているので，河岸に局部的，かつ小規模の沖積平地や砂州などがみられる。第1地域にはまつたく発達しない。

5. 地質構造

本調査によつて得られた資料に基づいて，おゝよその地質構造を述べる。

第1地域：第1ダム予定地上流附近の河床を縦断する断層と，それを斜断するほゞ東西に近い2断層が顕著である。この両断層に挟まれたダム上流左岸の地層は，直立または逆転し，破砕帯を形成している。両断層上流部一帯は整然と上流側に傾斜した単斜構造をなす。

第2地域：当地域は1向斜・1背斜構造をなしているものと推定される。すなわち上流部では下流側に傾斜し，そのやゝ下流では上流側に30°余の緩傾斜を示し，



第4図 第1ダム附近地質図および断面図

下流側に進むにつれて漸次傾斜角度を増し70～90°に達し，遂に下流側に傾斜するに至る。前記の向斜部では花崗斑岩の迸入が著しくて両翼の岩相もよく対比できないが，背斜部の砂岩・粘板岩互層は軸部を中心として対称配列をなしている。この背斜の左岸下流側は，断層と花崗斑岩の著しい迸入で地質構造は明確でないが，右岸では砂岩，粘板岩花崗斑岩シートの互層で，下流側に60°内外の傾斜を示している。すなわち，前記背斜の南東翼は，1断層を経て下流側傾斜を続けるものと推定される。そしてダム予定地の上流400 m 附近ではその傾斜は15°内外を示し，この緩傾斜構造が300 m 余続いてダム予定地上流100 m 附近に達する。この附近から数条の走向性断層が発達し，傾斜も75～90°を示し地層は著しく擾乱している。この附近は当時の褶曲運動に際して向斜構造に移るべくして移り得なかつた弱線帯とみることができる。すなわち，この断層帯中に小向斜構造がみられることは，断層の生成によつて向斜構造が成長し得なかつた証左とみることができるであろう。

この断層帯の最下流側の断層を境として，地層は下流側に50°内外の傾斜を示し，漸次20°内外の緩傾斜を示すに至る。

6. 堰堤位置附近の地質

第1ダムは高さ10 m の低いダムが計画されている。この地点は川の中央に堅硬な砂岩の島山があつて，ダム構築には有利な地形であるが，ダム中心線左岸の河水面上6 m 附近にN20°E 方向の断層が確認され，しかも上流側50 m 附近には川を横断する裂罅（間隙10 cm）があつて，この両者は当然連絡しているものとみるべきである。現在中心線の下流20 m 附近で，断層面から湧水しているのがみられる。ダム地点としては避くべきであろう。

第2ダムは高さ35 m で，その中心線の位置は3案が検討されている。第1・第3案はほゞ同一位置で地質的には同条件下にある。左岸が断層帯で地層は著しく擾乱されているので，ダムサイトの基盤として好ましくない。しかも数 m 下流側の道路の急カーブ附近にN30°W方向の裂罅（間隙10 cm）があり，第1ダムの場合と相似た状況である。

第2案は第1・第3案のやゝ下流で，左岸は堅硬な塊状中粒砂岩の大露頭である。現在，河流は右岸寄りを流れているが，往時本岩を洗つて流れていたものと推定され，露頭面は新鮮で亀裂などもない。ダムサイトの基盤として申分のないものと考える。右岸は樹木が繁つて岩石の露出が良好でないが，粘板岩1層を挟む堅硬な砂岩層で，本調査程度では明らかにし難いが，おゝむね良好なようである。また本案を左岸道路附近で約20 m，右岸河床附近で約50 m 下流側に下げると，地質条件はほとんど変らないが，地形的に有利であり，貯水能力も増すものと考えられる。

7. 結　　論

本川は流域が狭く，したがつて水量も少ない。しかもかなり堅緻な四万十層群を横断して流れる横谷を形成しているので，谷の解析が進まず，河床勾配が急であるから落差の点で有利である。しかし前述のように水量が少ないので貯水量を考慮しなければならない。第2ダム予定地が，ダム構築地点としては有利といえない谷幅のやゝ広い本地点に選ばれたのは，落差と貯水能力との観点からやむを得ないことで，ほかに好適地はない。右岸は剝土してその地質状況を究める必要があろう。

第1ダムは上流側にある断層や擾乱帯のため上流側への移動は，道路の大曲り附近まで上げなければならない。しかしそうすると，第2発電所との間隔が縮まり，貯水能力が著しく減殺されるので下流側に選定するほかはない。

（調査：清原清人）

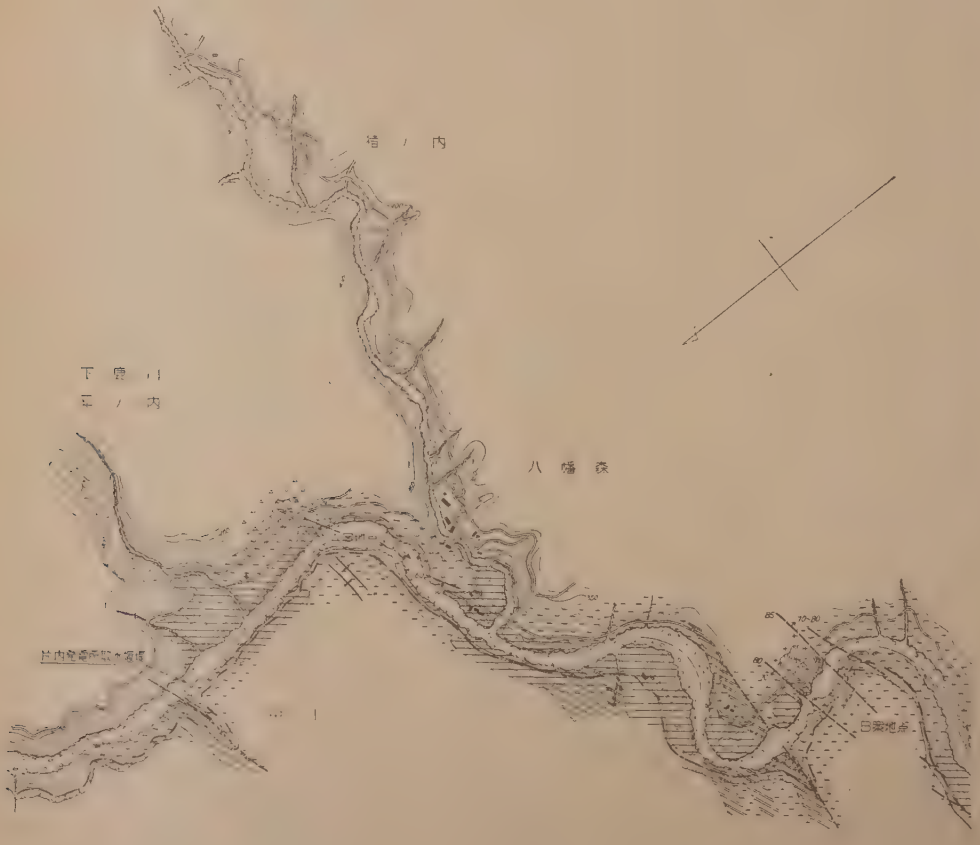
551.7：627.82(522.7)

宮崎県五ヶ瀬川水系綱ノ瀬川電源開発堰堤附近地質調査報告

1. 緒　言

宮崎県五ヶ瀬川水系綱ノ瀬川の片内発電所は明治40年に，管原発電所は大正6年に建設され，両発電所合わせて1,000 kW の小規模のものである。一方綱ノ瀬川の流況はかなり良好なものがあり，落差利用のよろしきを得れば現在の約7倍の出力に増強する可能性があるという。このため既設片内発電所取水堰堤下流約400 m の地点の基礎岩盤上に高さ12 m の堰堤を築造して調整池を設け，以下隧道3,250 m，開渠20 m，勾配1/1,000 にて既設管原発電所上流側に構築する水槽に導入し，発電しようとするA案（以下これをA案という）と片内発電

第1図　位　置　図



第2図　綱ノ瀬川電源開発

の上流約 850 m の地点に両岸の地形がきわめて迫つているところがあり，こゝに高さ 26 m の堰堤を築造し，下隧道によつて予定水槽に導入し同程度の発電をしよとするB案（以下これをB案という）とがある。

今回の調査の目的は前者に対する基礎岩盤の適否，後に対する基礎岩盤が堰堤に適当か否か，特に岩質・断層の問題について判断するための地質調査資料を提供するものである。併せて水槽予定地附近の地質も調べた。

調査には充分な日時を許さなかつたので，A案，B案の地点附近についてのみ地質図を作つた。

今回の調査に対しては福岡通商産業局公益事業部および九州電力土木部の方々から便宜を供与され，特に九州電力宮崎支店土木課の方々からは地形図や現地への案内を受け，種々御説明を賜つたことに対し謝意を表する。

2. 位置および交通

綱ノ瀬川は五ヶ瀬川の支流で，大崩山に源を発し，東臼杵・西臼杵両郡境を南下して日影線槇峯駅附近で五ヶ瀬川に合流する。

片内発電所に至るには日豊線延岡駅から分岐する日影線槇峯駅に下車，こゝから綱ノ瀬川に沿つて約 7km 上流にあり，この間徒歩，もつとも槇峯から菅原の上流比叡山の手前まで約 5km は小型の自動車を通すことができる。調査地区は片内発電所より上流約 3 km の範囲である。

3. 地　　形

綱ノ瀬川は大崩山麓に源を発し，中生界の地層を斜めに横切り，北から南に流れる横谷で一般にV字形の渓谷をなし，流水の蛇行附近の小部分以外はほとんど平坦な所がない。片内・菅原部落間の比叡山・矢筈嶽は東西に相対し，かつ河岸に屹立して特有な地形を呈している。

4. 地　　質

本地域を構成する地質は中生界四万十層群に属する砂岩・頁岩・千枚岩・輝緑凝灰岩，それに新期の花崗斑岩

堰堤附近地質図

および阿蘇熔岩・角礫崖錐堆積層からなる。

四万十層群

四万十層群はこの地区を構成するおもな地層で北部山地は隠山附近で断層によつて古生層と境している。大体の走向は N50～60°E, 傾斜 50～60°N の方向を示す岩層配列を現わしている。また地層面と平行な断層でもめているのが随所で観察され，特に粘板岩はこの擾乱を受け，そのため千枚岩化していることがある。

地層は一般に激しい褶曲を受けて見掛上は単斜構造を呈している。

比叡山塊の花崗斑岩はこの四万十層群の断層裂罅に沿つて貫入したものと考えられており，これを境として北側は硬砂岩が優勢で，南側では千枚岩・頁岩の互層が多い。猪ノ谷附近には輝緑岩も一部にみられる。

花崗斑岩

花崗斑岩は比叡山・矢筈嶽を構成する東西に延びる岩脈状のものと，片内発電所より上流約 850 m にこれも比叡山塊から分岐したと考えられ，やはり東西に延びる細長い岩脈がある。前者の幅は川筋において約 400 m，後者のものは約 40 m である。この花崗斑岩は岩脈の中心部ではやゝ緑色で外側では白色を帯び，組織が緻密である。石英・斜長石・正長石・黒雲母および角閃石によつて構成される斑状完晶質の岩石でおゝむね新鮮である。本岩は四万十層群の断層裂罅に沿つて貫入した新期酸性貫入岩と考えられているもので，四万十層群に接する両盤附近はいくらか変成作用を受けて硬化している。

阿蘇熔岩

阿蘇熔岩は侵蝕から免れたものが点在するもので川筋の比較的地形の低い所で中生界の地層の上に直接のつている。また両岸の礫岩層（崖錐）のなかに不規則な形で包蔵されている。

崖錐堆積層

新しい崖錐層で硬砂岩・頁岩・花崗斑岩・阿蘇熔岩の岩錐を含み，河水面から10数 m 以下に堆積している。多くの場合この僅かな範囲をよく階段状に耕作してあるかまたは部落がある。

5. 応用地質

A 案について

1) A案の堰堤予定地である片内発電所取水堰堤下流約 400 m 附近の地点は谷がやゝ開けている。こゝの調整池堰堤は基礎岩盤より 12 m の高さであり，すでに河床の試錐試験も行われて礫層の部分も厚くないことが判明しているので，地形的に問題になるような点はない。

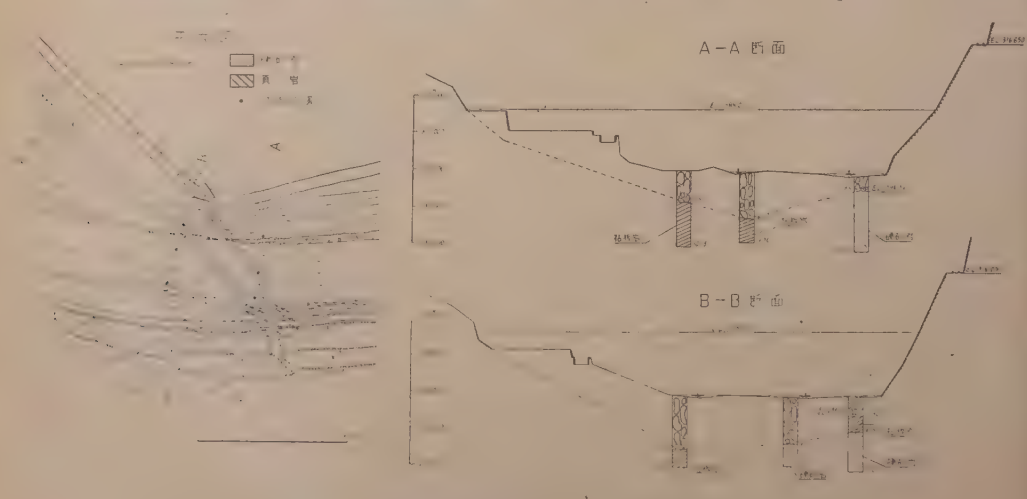
2) 堰堤附近の地質は地質の項で説明したように，おもに中生界の硬砂岩であつて，僅かばかりの頁岩層を挟み，緩い褶曲を繰り返している（図版1参照）。

3) 試錐資料で明らかなように試錐の列は川に直角であるが，地層の走向に対しては斜めに切つているので基盤はおのおの異なつた種類の岩石がでている。両岸とも基盤が浅くでており，かつ著しく異なつた岩質の岩石でないから，高くない堰堤なら障害になるような条件はないと思う（第3図参照）。

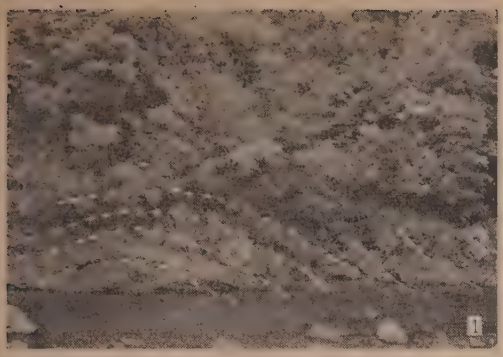
B 案について

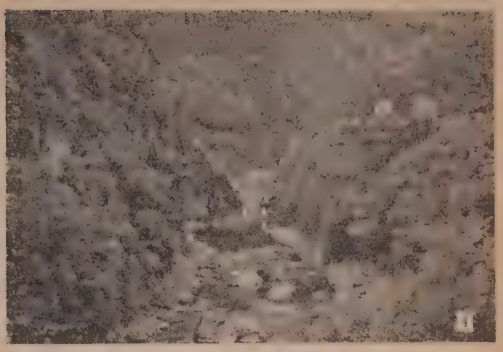
比叡山塊を構成する花崗斑岩から分岐した岩脈が片内発電所より上流約 850 m 附近に東西に細長く延びている。B案はこの花崗斑岩に堰堤を構築するものであつて，その地形，地質条件を検討すると，

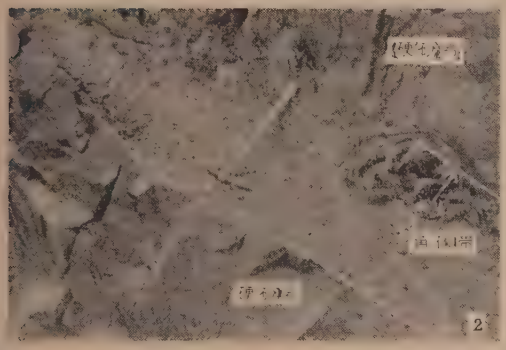
1) 谷の追つている部分はU字形渓谷で，かつ両岸の岩盤もよく露出し，現在の軌道準までの高さの堰堤候補地としては地形的に難はない。しかしこゝに注意しなけ

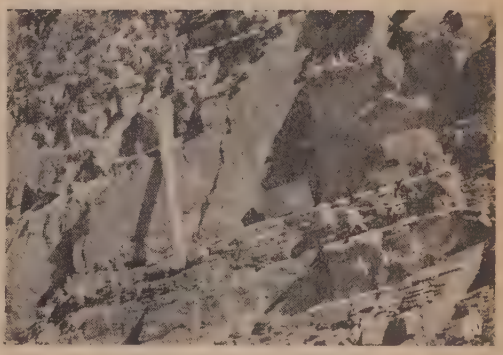


第3図 A案調整池堰堤附近地質図（試錐資料による）









図版 1　A 案 地 点
右岸の褶曲主として砂岩・頁岩を挟む

図版 2　B 案下方における断層角礫帯

図版 3　B 案 地 点
上流から下流を望む。洞穴がみえる

図版 4　B 案 地 点
下流から上流を望む。洞穴の大きさがみられる

図版 5　水槽地点における千枚岩（写真カット部分）

第4図 水槽鉄管路試錐柱状図

ねばならないのは計画している部分の花崗斑岩中に大きな規模の洞穴がある．この部分に計画することは，この洞穴底部まで両岸を掘り下げねばならぬこと，両岸に突起している岩盤が薄いので，この突起部に直接堰堤を取付けることは無理のように考えられる．したがつて後述地質構造と併せ充分検討する必要がある．

2) 花崗斑岩は岩脈であり，かつ川の流れに直角の方向に走つているため横圧力には強い．

3) 岩脈の幅はこの部分で約40 m 位であまり厚いものとはいえない．

4) 花崗斑岩の上流側，下流側にはかなり顕著な断層がある（第2図参照）．

上流側の断層は花崗斑岩に接しており，断層面附近の岩石が変質し，砂質頁岩ようの岩石となつている（第5図参照）．

下流側の断層は花崗斑岩に接したもののほか，少なくとも2本の顕著なものがある．

図版にある断層は下流側にあるもので両盤とも砂岩であるが，幅40 cm の断層角礫帯をもち粘土をもつて充填され右岸の低所から左岸にも露われている（図版2参照）．

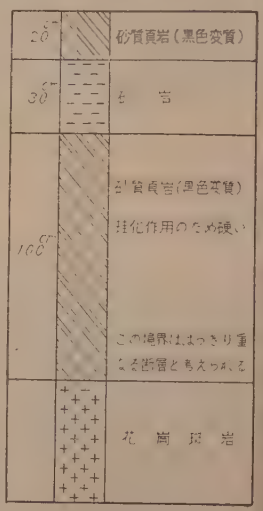
5) 花崗斑岩はこの両断層（上流側，下流側に平行した断層）に接する部分が変質作用を受けてかなり硬化している．この花崗斑岩に水が突あたつた場合砂岩の部分と花崗斑岩の中央部に洞穴ができる．この洞穴は詳しく調べられていないが，少なくとも現在の水面から6 m 以上の水深があるようである（洞穴の底部には砂利が充満しているとのことである（図版3・4参照））．

6) これは硬い珪質部に水があたつた場合，その前後に硬度の差があるので洞穴を生じたものと考えられる．

7) 地質においてはこの断層および強弱の異なつた岩質に堰堤を構築するための研究問題が残されている．

水槽予定地附近の地質について

水槽予定地附近の地形は向斜構造になつた所で基盤の露出がほとんどないのであるが，上部道路切取面や試錐試料から判断すると，比較的緩やかな傾斜をもつた千枚岩が上にのり，その下部は硬砂岩である（図版4および第5図）．



第5図 花崗斑岩上流側断層面からの試錐柱状図

千枚岩は道路では比較的軟いようであるが，傾斜20° で薄い地層であるから地辷りなどの災害を起こすことはないと思う．

下部アンカーブロックの基盤には試錐の結果，硬砂岩が露われているので鉄管の設置に対し問題になるような難点はないと思われる．

6. 結 論

1) A案に対してはその岩種・岩質・表土の厚さ等や，地形的から考えて調整池堰堤構築には問題になるような

悪条件はないと思う。

2) B案に対しては地形的に難点はないと考えられるが，異なつた岩種・岩質に堰堤を構築すること，堰堤前後に断層があることなどから，もし計画をこの地点に進める場合は地質についての詳細な調査研究を要し，その結果によつて地質学的見地に立つ，適否を判断するのがよいと思う。

3) 水槽地点については比較的軟い千枚岩であるが，この千枚岩は厚いものでなく，その下部は硬砂岩であるから切取りを充分行えば地質的滑動を起こすようなことはないと思う。

調査：稲井信雄

文　献

1) 宮崎県：10万分の1，宮崎県北西部五ヶ瀬川，耳川上流地方地質図ならびに説明書，1954
2) 管原発電所出力増強工事計画概要説明書

553.499：550.85(521.83)

岡山県和気水銀鉱床調査報告

和気水銀鉱床は岡山県和気郡和気町字藤野にあつて，山陽線和気駅と吉永駅のほゞ中間，鉄道線路より北方約500 m の所にある。

鉱床は酸性噴出岩類中の断層破砕帯に胚胎する蠟石鉱床に伴ない，実際にはやゝ後期に生成された少量のカオリンに密接な関係がある。

また鉱石は自然水銀を主とする。これは母岩およびその破砕帯中に炭質物が多数捕獲されていることからも，辰砂が酸化されて生成された含水銀鉱液がそれらにより還元されて沈澱生成したと思われる。炭質物のない部分には辰砂，ときに黒辰砂などを産する。

現在確認されている水銀鉱床のうち，纏まつたものは本坑鉱床のみであるが，その他にも調査地域内には6カ所以上の水銀の兆候地を確認している。

鉱床の母岩は葉蠟石化作用，カオリン化作用，珪化作用，黄鉄鉱化作用などの変質を受けているが，明瞭な累帯構造はみられない。

今後の探鉱方針としては，物理探鉱および浅所試錐が要望される。

（調査：高島　清・原田久光）

553.311：550.85(522.8)

鹿児島県頴娃町前原地区砂鉄鉱床調査報告

本調査は東邦金属株式会社の要請により，昭和29年11月24日から22日間にわたつて実施されたもので，未利用鉄資源開発調査計画の一環をなすものである。調査範囲は鹿児島県揖宿郡頴娃町前原部落の海岸線，約1.3km の間である。調査にはハンドオーガーとサンプラーを使用し，前原鉱山およびその周辺の砂鉄鉱床の賦存状況を明らかにすることに重点をおいた。

海岸地帯において砂鉄層を胚胎する砂層は3つに分けられる。第1は不定期堆積砂層と呼ばれるもので，主として気象の急変によつて一時に大量の砂が海浜に打上げられてできたものである。これにはほとんど毎年この附近を通過する台風に関係あるものが多い。第2は移動性堆積砂層と呼ばれるもので，主として潮流や風向の変化によつて堆積した砂層で，移動性に富む。第3は安定性堆積砂層といわれ，直接波浪に接しない砂層で，特殊な気象または変動のないかぎり移動しない。これらの砂層中の砂鉄層の厚さは5～10 cm で，縞状のごく薄いものから，最大 25 cm 位のものの互層である。

なお本調査によつて，1) 海岸砂鉄の堆積には風浪，うねりなどの海の営力が重要な関係があること。2) 沿岸湖が存在する場合は砂鉄堆積が良好なことが多いこと。3) また台風の通過時刻と潮汐の干満も大量の砂鉄堆積に対して見逃すことのできない関係をもつていること，等が判明した。

調査：原田種成・村上　篁

553.661 : 550.8 523.5)

高知県高岩鉱山磁硫鉄鉱鉱床調査報告

本報告は，高知県吾川郡小川村字高岩地内にある高岩鉱山の磁硫鉄鉱に関するもので，鉱区諸元は次の通りである

鉱区番号： 高知県試登 3,222 号

鉱 種 名： 銅・鉄・硫化鉄

鉱業権者： 和歌山県海南市築地 1

浜川 宗三

鉱床は酸性火成岩活動の後火成作用によつて生成された熱水性鉱染鉱床で，石英粗面岩および花崗斑岩の周辺部に分布する。その母岩は石英を伴なう千枚岩または珪質千枚岩で，鉱床はそのなかに鉱染状のものと，比較的小規模な脈状富鉱部とがある。前者は非常に低品位であり，後者は坑道埋没等のためその規模は明らかでない。

鉱石品位	Fe (%)	S (%)	Cu (%)
脈状のもの	30.96～49.35	24.38～38.38	0.14～1.06
鉱 染 部	1.64～27.77	1.03～23.27	Tr.～0.71

なお本調査には，高知大学教授，四国通産局技官，高知県庁技師等が参加した。

調査：脇田咸次郎外 5 名，抄録：岸本)

553.435 : 550.85(521.76)

奈良県五条鉱山金屋淵・立里鉱床概査報告

1 千原鉱業株式会社五条鉱山金屋淵・立里の両鉱床は，奈良県吉野郡野迫川村にある。南海電鉄高野山駅からバス道約 14 km で上垣内(かみがいと)に至り，こゝから徒走約 10 km で金屋淵鉱床現場に達する。立里鉱床はさらにその南方 4 km の所にある。

2) 鉱床附近の地層は時代未詳の中生層（安芸川層）の粘板岩・砂岩・頁岩・輝緑凝灰岩・チャート等からなり，その走向は EW～NE-SW で 50～70°N 傾斜している。褶曲は少なく，走向断層の発達はかなり著しい。

3) 鉱床は粘板岩および輝緑凝灰岩を母岩とするキースラーガー類似の含銅硫化鉄鉱鉱床である。金屋淵鉱床は膨縮が著しく，いわゆる竿鑓に近く，傾斜方向にはかなり延長するが，立里鉱床はむしろ扁豆状を呈し，上下にはあまり延長性がない。

4) 鉱体中には母岩が中石として挟まれていることが多い。特に鉱体が輝緑凝灰岩中にある場合には不規則な網状細脈となつていることが多い。

5) 鉱石は微粒塊状の黄鉄鉱を主とし，その割れ目や鉱物粒の間隙を充たして黄銅鉱が僅かに含まれる。粗鉱の平均品位は Cu 0.4 %，S 18 %であるが，立里鉱床ではまれに Cu 5 %内外の鉱石を産することがある。

6) 鉱石の品位は Cu，S ともに低いので，今後は現稼行鉱床の下部および周辺部に対して，鉱量の獲得を目標として探鉱を行うべきである。

(調査：武市敏雄・竹内忠雄，抄録：小村)

資　料

546.815.02 : 550.4

鉛のアイソトープとその地球化学的意義について*

A. P. Vinogradov

小　西　善　治　訳

鉛が人類に知られてから6千年以上になる。がしかし鉛は数種の鉛の混合物であり，RaG, AcD, ThD の最終崩壊産物であるとともに，この種鉛の原子量が異なつていることが確かめられたのは，U, AcU, Th 放射能元素が発見された今世紀の初頭のことである。

ウラン系鉛とトリウム系鉛の原子量の研究は，化学的元素のアイソトープに関する考え方に大きな寄与をなした。この種研究によつて，4種の鉛の安定なアイソトープ，すなわち Pb^{204}, Pb^{206} (RaG), Pb^{207} (AcD), Pb^{208} (ThD) 註1)が自然に存在することが確かめられた。そのうち Pb^{206}, Pb^{207}, Pb^{208} は放射性鉛である。

$$U^{238} \longrightarrow 8He^4 + Pb^{206}$$

$$U^{235} \longrightarrow 7He^4 + Pb^{207}$$

$$U^{232} \longrightarrow 6He^4 + Pb^{208}$$

Pb^{204} は，最古期の鉛鉱石および隕鉄の鉛中に比較的多量に含まれている。普通の鉛には，現在の約1.5 at %が知られている。トリウム鉱物の鉛ではこの種アイソトープは%の $^1/_{100}$ か $^1/_{1000}$ が含まれている。Pb^{204} は次第に鉛中に蓄積されなくなる。

Pb^{204} は放射源のものでなく，宇宙源のものであろう。すなわち Pb^{204} は遊星が生成されるまで宇宙中に存在していたものである。したがつて Pb^{204} は，宇宙の生成で消滅したと考えられる放射性物質の最終壊変産物である。この種アイソトープは，$Pb^{208} \rightarrow \alpha + Pb^{204}$ の壊変で生成されると仮定されている。しかしこの壊変過程は立証されていない。

Pb^{208} は，鉛のアイソトープの分布中では卓越した位置を占めている。普通の鉛中における Pb^{208} の含有量は50 at %を超えている。しかし岩石中の Th の含有量（約 $1 \cdot 10^{-3}$ %）が低く1半減期が長い（T/2=1,39·10^{10} 年）点を考えに入れ，岩石中の Pb^{208}/Th^{232} 比によつて地球上の全 Pb^{208} が放射線源であると仮定して，地球の年代決定することは，不合理な結果が求められる。Pb^{208} のある部分は放射源であるが，他の部分は宇宙源すなわち地球の生成以前の化学元素生成過程において発生したものであることが知られている。元素の分布曲線上では，特殊の位置を占め，大ピークを形成し，この曲線上の隣接4化学元素と著しく異なる挙動を示す。Pb^{208} は周知のように，陽子数ならびに中性子数についても，magic 数を示す。したがつて Pb^{208} のおもなものが放射線源でないと仮定することは，既知の科学的データと矛盾しない。

Pb^{207} と Pb^{206} は以下で述べるように，まつたく放射性源である。

鉛のアイソトープ源を理解するためには，岩石および地殻中における親の元素，U, Th の分布状態を知ることが必要である。地球上の岩石中におけるこの種元素の分布状態を示す立派なモデルは，隕石の鉄，珪酸塩相（硫化物相）における分布，または Slag と鉄との間における分布である。第1表は種々の岩石および隕石中のこの種元素の分布状態が示されている。

---

* Виноградов, А. П.: ИЗОТОПЫ СВИНЦА И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ, Сессия Академии Наук СССР по мирному исподьзованию атомной энергии, 1–5 июля 1955 г., Заседания отделений химических наук, p. 320–360, Москва, 1955.

註 1) Pb^{210} (RaD) は半減期22.5年の放射性アイソトープであつて，ウラン鉱物の Pb^{206}/Pb^{210} の比によつて岩石の地質年代が決定されるから興味がある

第1表 種々の岩石および隕石中における Pb, U, Th の含有量

岩石	Pb (%)	U (%)	Th (%)	Pb/u	Th/u
酸性岩石（花崗岩）	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	3–4	3.5
塩基性岩石（玄武岩）	$9 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	9	4.0
超塩基性岩石	$n \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	(10?)	3–4
石質隕石	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	(10?)	3
隕鉄	10^{-5}–10^{-6}	$1 \cdot 10^{-6}$	10^{-6}	?	(4?)
単硫鉄鉱	$n \cdot 10^{-4}$				

この平均データから，まず U, Th は典型的な親石元素であることがわかる。このデータは，Th がいわゆる地球の鉄質核に集まつているという考え方をくつがえしている。Brown の分布表では，Pb が隕石の鉄相中に珪酸塩相の30倍以上含まれていることが示されているが，これはまつたく信じられないことを強調しておく必要がある。例えば Sikhote-allin の隕石中における Pb の含有量の決定データによれば，その含有量は約 $1 \cdot 10^{-6}$ %である。周知のように，Pb は Fe に狭い温度範囲で溶解するから，Ni および他の金属と異なつて Fe と連続溶解を示さない。Pb の沸点は約918°であつて，容易に昇華する。Pb は，隕石の硫化物相で若干富化されている。単硫鉄鉱中では Pb の含有量は約 10^{-3} %である。さらに第1表からみられるように岩石中における Th/U の比は変動範囲が狭く，約4であるが，Pb/U の比は著しい変動を示す。

地球の珪酸塩殻（皮殻）と鉄質殻との重さが同一であると仮定すると，U の大多数は皮殻中に存在し，鉄質殻中の U の含有量は前者の $1/30$〜$1/50$ にすぎないことが容易に考えられる。Pb の大多数も地球の皮殻中に存在し，鉄質核中の Pb はこの含有量の約 $1/5$〜$1/10$ である。したがつて U, Pb は鉄質核（隕石の鉄相）中に分布し，珪酸塩相では同一比率で存在しない。珪酸塩相（皮殻）では，岩石圏（花崗岩）に比較して Pb の含有量が比較的上昇する傾向があるが，鉄相ではさらに著しく上昇を示す。鉄相中の Pb には，物質の凝固以前に存在していた初成の Pb が含まれ，そのうえ凝固物体の存在時に生じた放射源の Pb 量の増加率はきわめて低い。この事実は，第2表に掲げられている鉄質隕石の Pb アイソトープの組成をみれば明らかである。しかし Pb は親鉄元素ではない。Pb は親石元素であるか親銅元素かである。したがつて鉄相における Pb の存在は次の平衡式で決定される。

$$Pb + FeS \rightleftarrows PbS + Fe$$

温度が1,000°を超すと Pb の生成側へ移行する。したがつて隕鉄が同一条件で1時期に生成されるならば，隕鉄中の Pb の含有量が著しく変わらないことが考えられる（単硫鉄鉱における PbS の含有量のように）。

しかし U, Th と Pb とは，岩石圏の上部，主として花崗岩殻中に多量に濃縮している。しかしこの種元素が岩石圏の岩石（範囲）に分布する機構は謎である。しかし U, Pb, Th が花崗岩・玄武岩および他種岩石にこのような分布様式を示す場合には，岩石自体，岩石族，花崗化作用を蒙つた堆積岩間におけるこの種岩石の分布比は，アイソトープ組成，とくに鉛鉱物に影響を及ぼすはずである。

一般化する際には，次のような仮定をおいている。すなわち(1) 岩石中におけるこの種元素の平均含有量を求め，2) 岩石中の Pb, U, Th の間には定比例関係を示し，その比は地質年代を通じて，いかなる自然過程——U, Th の放射性壊変過程を除く——にも乱されないものと仮定している。しかしこの仮定は，重要な一般化が行えるが，以下に述べるようにあまり観念的すぎる。

Holmes は，すべての鉛が1つの源から誘導されるという考え方を発展させている。さらに

この種鉛は同一原子量をもち，地表から割れ目を伝わつて地下深所に滲入し，鉛鉱石，例えば方鉛鉱を生成する。しかし1938～41年にはNievは，種々の鉛鉱床およびウラン・トリウム鉱床から採取された鉛が種々のアイソトープ組成を示すことを明らかにした(質量分析による)。そこで Holmes の考え方に代つて新しい一層根拠のある考え方が生まれてきた。この考え方は次のように要約される。鉛鉱石は，放射源鉛が混在する初成鉛であるが，鉱石の生成年代が新しくなると放射源鉛の割合が増す。すなわち一層古期の鉛のアイソトープ組成をみると，Pb^{206}, Pb^{207}, Pb^{208} の含有量は相対的に低く，多くの学者の見解によると，鉛鉱石中の初成鉛の割合が減つている。

次に種々の成因をもつ鉛のアイソトープ変化の性質をみてみよう。

地殻が凝固する以前には鉛は同一のアイソトープ組成をもつていたことが考えられる。したがつて地殻が凝固した際には，同一アイソトープ組成の鉛が地球上に分布した。これが初成鉛である。岩石の U, Th の放射性壊変が進むにしたがつて，放射源アイソトープ Pb^{206}, Pb^{207}, Pb^{208} の混合物が初成鉛に附加された。さらに現在知られていない条件の下で，鉛が岩漿からまた岩石から誘導され，種々のアイソトープ組成をもつ鉛鉱石――生成過程の地質学的時間の長さで左右される――が生成された。火成岩中に含まれている鉛は一般に鉛岩石(rocklead)と呼ぶことにする。鉛鉱石または鉛岩石の混合物は普通鉛と呼ばれる。現在出会する鉛の典型的なアイソトープ混合物は，太洋底の堆積物中の鉛――沿岸から物質の搬入影響を受けない地域――である。第2表にはこの種鉛のアイソトープ組成が示してある。

第2表　種々のアイソトープ組成をもつ普通鉛
(1に取られた Pb^{204} の含有量に対する比)

鉛源泉	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
鉄質隕石	9,41	10,27	29,6
最古期鉱石 Pb	12,65	14,27	32,78
赤色粘土	18,95	15,76	38,92
花崗岩	26,40	17,40	46,0

これには含 U, Th 鉱物の壊変で生じた鉛の特有なアイソトープ組成が加わるから，天然に産する Pb のアイソトープ組成の変動の幅がきわめて大きいことが認められるはずである。

次に鉱床周辺の岩石中の鉛をとりあげてみよう(第3表参照)。

鉛の生成年代が鉱石を囲繞する岩石の生成年代に比較して常に新しいことが知られている。第3表からみられるように，鉛鉱石には，鏑石鉛に較べ放射性源アイソトープの蓄積量の低いことを示している。しかし鉛鉱石と鏑石鉛との間には成因的に結び付きがあると考えられる。すなわち鉛鉱石のアイソトープ組成，例えば Pitkeranta 産のものが花崗岩中に含まれている鉛に，花崗岩中に含まれている鉛のアイソトープ組成が鉛鉱石にそれぞれ属しているならば，この結び付きが否定されるであろう。したがつて鏑石鉛と鉱石鉛とが同一アイソトープ組成をもつていた時代が考えられるであろう。例えば，Pitkeranta 産花崗岩，アルタイ産石英曹長石斑岩，Porugino 産の花崗閃緑岩があげられる。

アルタイ産の含鉛岩石(鏑石と鉛鉱石)方鉛鉱とのアイソトープ組成は興味がある。アルタイ産方鉛鉱のアイソトープ組成はバラツキが小さい。したがつてアルタイ産の鉛が単一の造山運動期に生成されたという印象を受ける。放射性源鉛の濃集状態からみると，曹長石斑岩は Polugunsk 花崗閃緑岩より古い，約2億8千万年～3億万年前の曹長石斑岩は，アルタイ産方鉛鉱の Pb のアイソトープ組成に対応する鉛のアイソトープ組成をもつている。

最も興味があるのは，アルタイの lenigorsk 地域産鉛のアイソトープ組成である。この鉛はアルタイの他の地域と異なり，深所の坑道から試料採取を行つたので異常な組成，すなわち放射源 Pb を多量に含んでいる。この異常組成は，放射源 Pb の含有量の高い岩石――U, Th

第3表 種々の岩石中の鉛のアイソトープ組成
(1単位にとられた Pb^{204} 含有量に対する比)

岩 石 種	U (%)	Pb (%)	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
花崗岩(Pitkeranta, Karero-Finskaya SSR)	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	26,40	17,40	46,0
Galena (Pitkeranta)	—	—	14,26	14,77	33,23
花崗岩(Mutuche 極東)	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	20,5	17,10	42,25
Galena (Sinancha 極東)	—	—	18,60	16,11	38,95
花崗閃緑岩 Porugino アルタイ)	$2 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	17,90	14,90	37,40
方鉛鉱(Porugino)	—	—	17,98	15,56	37,20
石英斑長石斑岩 (Zuryanov) Skoe, 鉱床(アルタイ)	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	19,15	15,20	37,35
方鉛鉱(同一鉱床)	—	—	17,67	15,30	36,90
玄武岩(カムチャッカ 1937 年に噴出したもの)	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	17,40	14,90	36,60

に比較的富む——から生成されたことで説明できるであろう。

このような鉛アイソトープの異常現象は，Sudbery，カンタガ等でみられる。Sudbery 鉱山では鉱床の地表附近の地並産の鉛は普通の Pb アイソトープの組成に近いが，深所では放射源(Pb) アイソトープを多量に含む新しい Pb が出現する。したがつて深所では，地表近い地並でみられない一層新しい，アイソトープ組成の Pb が存在することが推定される。すなわちこの鉛は，U，Th に富む岩石から誘導されたことが考えられる。

したがつて種々岩石(岩漿)は生成年代によつて異なる種々のアイソトープ組成をもつているから，鉱石中の Pb は種々岩石(岩漿)から誘導されたものである。しかし類似の鉱石生成過程は他の鉱石元素(ore-element)と相関関係があるが，たゞ遊離に伴なう物理的，化学的過程が異なつている。

次に玄武岩中のアイソトープ組成について述べよう。玄武岩中におけるUに対する Pb の含有量は，花崗岩中におけるUに対する Pb の含有量に比較して高い。第1の比は約9，第2の場合は約4である。岩漿分化が行われていると，U と Pb の不均衡の分布が岩漿誘導物の間に起こり，そのために多様な Pb/U 比をもつ岩石が混在していることがある。これとともに興味があるのは，現代のカムチャッカ産の Pb^{206}/Pb^{204}，Pb^{207}/Pb^{206}，と Pb^{208}/Pb^{204} の比が，われわれの研究した花崗岩中の Pb のそれに較べて著しく低いことである。岩石(鏞石)と鉱石とのアイソトープ組成を対比すれば，鉱床生成過程——あらゆる地質データを背景として——の研究を深めることができるであろう。

鉛鉱石の問題にかえろう。鉛鉱石のアイソトープ組成については，約250が知られている。研究された主要鉱物は galena と例外として白鉛鉱・水鉛鉛鉱および褐鉛鉱とである。次に Pb のアイソトープ組成の変化の性質を知るために，また1つには地質年代を知るために，第4表には，各造山運動期別の鉛アイソトープ組成の平均値が掲げられている。

この表からみられるように，アイソトープの組成と鉛の生成年代との間に周知の相関関係がよく知られる。したがつてこの法則性は，Pb^{207}/Pb^{206} の比による鉱物および岩石の生成年代を決定する基礎となつている。しかし，すべての鉛のアイソトープ組成が地質年代の対比に用いられるとはいえない。このことは上述の Sudbery およびアルタイ産の鉛のアイソトープ組成をみれば明らかである。これらの場合には生成地質年代と対応しないので，平均アイソトープ組成と異なる鉛の分布異常が現われる。統計的に処理された資料中に普通認められるアイソトープの含有量の比例関係は，ときには，Pb^{206} と Pb^{208} との異常な増加によつて乱されること

第4表　方鉛鉱の鉛の平均アイソトープ組成

造山運動期	造山運動期の時代間隔（単位百万年）	Pb アイソトープの含有量（Pb^{204} の含有量を1にとる）			確実回数
		Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	
アルプス造山運動期	25～ 180	18,22	15,57	38,22	42
パリスカン　〃	200～ 260	18,16	15,70	38,17	85
カレドニヤ　〃	280～ 400	17,32	15,23	37,27	7
原生代	600～1200	16,62	15,56	36,77	32
上部始生代	1400～2000	15,28	15,18	34,69	10
下部始生代	2000～3000	13,97	15,00	33,96	19
				総　計	195

がある。次に偶然的性質をもたない相似の異常現象の原因を検討しよう。しかし Pb アイソトープの質量分析による分析誤差について問題が起こらないようにするために，まず次のことを附言しておく。著者によると，質量分析の誤差は小さく，1％以下である。

分析値の比較と精度は第5表に示しておく。この表には世界各地の学者が行つた同一試料のアイソトープの分析結果が掲げられている。この表にみられるように質量分析誤差は Negligible である。

第5表　Joplén rigion の鉛のアイソトープ組成
（Pb^{204} を1にとつた場合の含有量）

Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	
22,38	16,15	41,6	Nier
22,42	16,01	41,5	Vinogradov および協力者
22,35	16,15	41,8	Collins および協力者
21,65	15,74	40,4	Nier
21,78	15,72	40,8	Vinogradov および協力者

150の鉱山地帯から種々の成因の鉛試料250以上（現在300以上になつている）を採取した結果によると，アイソトープ組成の偶然性異常は18～20％である。そのうえアイソトープ組成の異常は，1鉱床地区の全鉛についてもみられた。これは確かに偶然性によるものでない。こゝで，鉱石と鍾石とのアイソトープ組成の比に対する一般の考察を想起してみる必要がある。これらの考察は鉱物および岩石中の U, Th, Pb 原子間の比が放射性壊変過程以外にはいかなる過程によつても乱されないという法則に基づいている。さらにあらゆる岩石を通じて Th/U 組成が平均して一定であると仮定されている。しかしこの仮説は補正する必要がある。鉱床学者があげる鉛鉱石の生成年代の決定は一般的にいつて信用できない。この場合には鉛鉱石の生成年代と岩石の生成年代とが同一であると仮定されている。鉱物の生成年代については，鉛が岩漿および岩石を遊離してから凝固が始まる瞬間が問題となり始めている。Mc. Crady は次のように考えている。鉱石生成過程はきわめて長く，Pb 鉱石の沈澱時が決められないので，Pb が岩石から抽出される平均時間をとつている。一般には，Pb の遊離と沈澱とが一作用で形成されるものと仮定されている。しかし岩石から Pb の遊離が数作用で形成されることを否定できない。したがつて鉛のアイソトープ組成がこの作用過程で影響を蒙ることは当然である。最後に Th および U の含有量についてみれば，岩石は平均含有量と比較して著しい偏差を示している。こゝに Pb のアイソトープ組成が乱される主要な原因があるようである。Th の含有量が高いと，Pb^{208} の含有量が高くなる。Th 源 Pb, U 源 Pb または普通にみられる Pb が鉛鉱石に添加されることとは，Pb のアイソトープ組成に異常が起きる一主原因となる。換言

すれば天然産鉛の混合性は，鉛のアイソトープ組成の形成に大きな影響を及ぼす。どのようなPbのアイソトープ組成 成生年代）が鉛鉱石に附加されるかは無視できない問題である。一般にいえば，普通の鉛の鉛鉱石に附加される量が増すと，アイソトープ組成 Pb^{207}/Pb^{206} 比がそれに対応して著しく変動を示す。すなわちアイソトープ組成の異常は，鉛の生成年代が新しくなるにしたがつてとくに顕著に現われる。このような現象 地質年代決定の歪みは，普通の鉛または他の鉛の添加だけで起きるものではない。反対の場合も可能である。すなわちウラン，ラジウム，ラドンおよび鉛の岩石および鉱物からの喪失である。このような可能性を示すものとしては，ラジウムに富む天然水，含ラドン水，またはUの含有量の高い水の存在する場合があげられる。もちろんきわめて明白なこれらの諸例は本問題に直接関係がない。しかしこのような現象は，鉛の年代決定方法の可能性ある元素の喪失と，その結果の解析に自然に目を向けるようになる。Thに対しては，他の放射性元素と無関係にある程度著しい移動を起こすことはほとんどないものと考えてさしつかえないようである。Rn，またはUが著しく喪失する問題に関しては様々な見解がある。例えばKulpは，Rnの喪失が鉛のアイソトープ組成を乱し異常分布かその組成に起きる主要原因と考えている。Russelは Uの著しい喪失を重視している。ウラン鉱物のRn喪失（エマネションの型）はよく知られた事実である。Rnは鉱物の毛細管状亀裂に沿つて放散される。しかし非分解鉱物にあつては喪失（放散）はきわめて小さい。Rnの放散は，温度の上昇に伴なつて増加するが，このような現象は，天然の条件で起こりうる。このような場合には，Rn^{222} の T/2は3,825日であるが，Th^{220} のT/2は54,53秒，An^{219} は3,19秒であるから，Rn気体の放喪失は例えば An_1 または Tn の喪失よりも大きいことが考えられる。Rnの喪失は Pb^{206} の含有量の低下を招く。したがつて Pb^{207}/Pb^{206} 比は小さくなる。この Pb^{207}/Pb^{206} 比は鉛鉱物の生成年代の決定に利用できるであろう。こゝで次のことを想い起こすべきである。すなわち放射性鉱物の生成年代の決定は，Pb^{207}/Pb^{206} の比ばかりでなく，Pb^{206}/U^{238}，Pb^{207}/U^{235}，Pb^{208}/Th^{232} の比かまたはすべての4つの比の値について同時に行うこと註2)ができるであろう。したがつて鉱石のアイソトープ組成および Pb^{207}/Pb^{206} の値に及ぼす影響（添加と喪失）は無視できる。これらのデータをそれぞれ比較すると，鉛の異常組成の出現原因が明らかになる。第6表には，鉛および放射性元素のアイソトープの相関関係による地質年代を掲げてある（単位百万年）。

第6表　鉛と方射性元素の比による方射性鉱物の生長年代

鉱　　物	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{208}/Th^{232}	Pb^{207}/Pb^{206}
サマルスキ石				
Glestonbery				
コネテイカット州	253± 3	255± 4	275± 4	293±20
Cleveite	1070± 5	1077± 6	855± 8	1098±20
ノールウェ				
閃ウラン鉱	1056±10	1055±15	1000±20	1041±20
オンタリオ				
モナズ石				
南ロデシヤ	2675	2680	2645	2680

上述の諸データ（“良いデータ”と“異常データ”）から一つの法則が求められる。第1には，Pb^{207}/Pb^{206} 比は他のアイソトープ比に比較して値が大きい。したがつてこの方法によつて求められた地質年代は最も大きくなる。Rnの喪失は，Pb^{207}/Pb^{206} 比が大きくなるばかりか，Pb^{206}/U^{238} の比が若干低くなる。そのうえその値（後者）は，鉱物の生成年代と事実において相関関係を示さない。Pb^{207}/Pb^{206} の場合には，Rnの放散に基づく年代決定の誤差は，鉱物

註2）Uおよび Rnの喪失影響の少ない Pb^{206}/Pb^{210} 比についても年代決定ができる。

の年齢が若くなるにつれて 指数法則によつて増大する。Pb^{207}/U^{235} の比は平均して Pb^{206}/U^{238} 比に比較して若干高い。Pb^{207}/U^{235} の比では An の喪失はきわめて僅かである。しかし U^{235} の崩壊定数の精度が低い。したがつて Pb^{207}/U^{235} 比は，欠陥があるから，Pb 対Uの種々の比に関する現在のデータは，Rn の潜在放散を指摘している。Rn の起こりうる喪失は将来量的に計算できるようになるであろう。

U の喪失は，Pb^{206}/U^{238} と Pb^{207}/U^{235} に基づく生成年代を大きくとる結果となる。しかし実際上では Pb^{207}/Pb^{206} の値には反映していない。

Pb 喪失も除外できないが，Pb^{207}/Pb^{206} の変化の基にはならない。Po, Io Ux_1 および他の元素の挙動に関してはあまり知られていない。著者は，$U^{238}/U^{235}=138$ のアイソトープ比または Pb のアイソトープ比が放射性壊変を除く，天然過程では乱されないと述べている。理論的には，天然過程でHとDとの分裂の可能性が指摘されている。事実上においても，例えば海水の蒸発によつてHの選択的逸散 (Selected disipartion) か，HとDとの部分分裂が起きるのが認められている。確率度は劣るが，C,N,O,S およびその他の元素も天然（物理的）過程で核分裂を起こす。この種のアイソトープ組成に少量の混合物（天然）が認められるのは，アイソトープの交換反応によるものである。

鉱物および岩石の生成年代を Pb^{207}/Pb^{206} に基づいて決める場合には 1 Rn の喪失確率，2 普通の Pb に添加混合される U，3 $\frac{Th}{U}$ 比の偏差をます考慮に入れる必要がある。これを避けるためには鉱物資料を綿密に選ぶとともに一方ではデータの精度を評価するにあたつて，あらゆる判断基準を利用することにある。しかし "鉛年代決定法" は，種々の鉱床から産出する種々の地質年代に属する鉛のアイソトープ組成の研究にはとくに興味がある。

Pb^{207}/Pb^{206} に基づく地質年代の決定には，放射源 Pb の周知の濃集式 accumulation を利用する。

$$nPb^{206}=nU^{238}(e^{\lambda^{238}t}-1)\ ;$$

$$nPb^{207}=nU^{235}(e^{\lambda^{235}t}-1)\ ;$$

$$\frac{nPb^{207}}{nPb^{206}}=\frac{nU^{235}}{nU^{238}}\left[\frac{e^{\lambda^{235}t}-1}{e^{\lambda^{238}t}-1}\right];$$

$$\frac{nU^{235}}{nU^{238}}=\frac{1}{138}\ .$$

$\lambda_{235}=9,722\cdot10^{-10}$/年$^{-1}$

$\lambda_{238}=1,541\cdot10^{-10}$/年$^{-1}$

$\lambda_{232}=4,987\cdot10^{-11}$/年$^{-1}$

$\frac{T}{2}(U^{238})=4,50\cdot10^{9}$/年

$\frac{T}{2}(U^{235})=7,1\cdot10^{8}$/年

$\frac{T}{2}(Th^{232})=1,39\cdot10^{10}$/年

t　濃集期間

λ　崩壊定数

n, 原子数

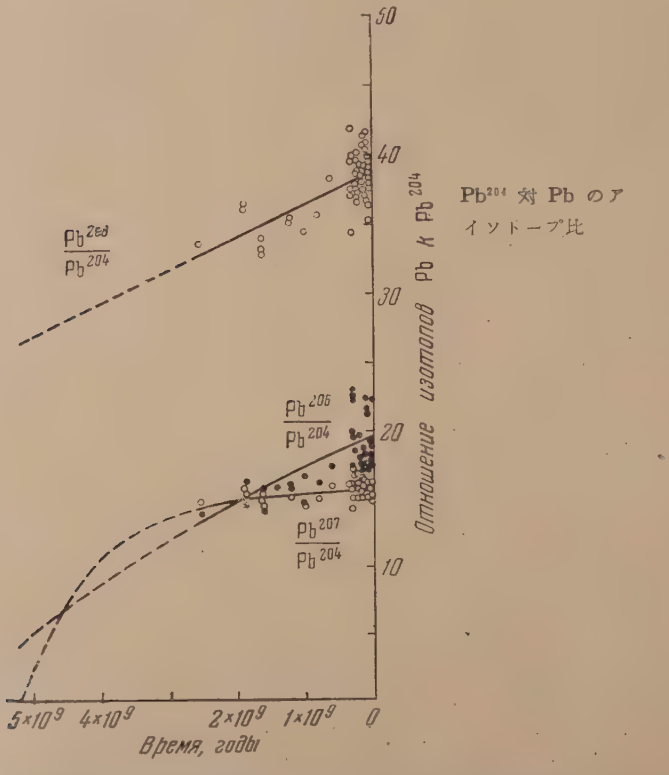
Wickman, Kulp のノモグラフを利用すれば，$\frac{nPb^{207}}{nPb^{206}}$ の値から生成年代が直接求められるであろう。

著者は世界各地の鉛のアイソトープ資料を集めて次のように述べている（第7表，印刷省略）。サクソニヤ産の鉛は放射源の鉛，とくに Pb^{207} と Pb^{206} が比較的多量に濃集している均一な "若い" アイソトープ組成をもつている。しかし，アルタイ ソ連産の鉛は，これより若干古いが，Kareli，オンタリオ地域および北西部カナダ産の鉛はさらに古く，最古期の鉛は，ローデシヤ南アフリカ産の鉛で，25億万年以上と推定されている。

これらのデータには，異常アイソトープ組成をもつ鉛が明らかに現われている。とくにソ連のデータでは，Pb^{208} と Pb^{206} には最大の異常アイソトープ組成が認められる。Pb^{208} 量の増進が Pb^{207} より著しく迅速に行われている現代においては，Pb^{208} と Pb^{206} アイソトープの添加が起こつていることを意味している。

鉛および母岩の生成年代を Pb^{207}/Pb^{206} およびその他の類似の対比方法で決定されたデータによれば，地球上における古期岩石の最古期核(中心)が求められる基礎が与えられる。“鉛年代決定法”は，アイソトープを利用する他の地質年代の決定方法と比較して多くの長所をもつている。現在，“鉛およびその他の地質年代決定法”によつて，古期岩石地帯が，Kaleri，ウクライナ，マイスウル（インド，デカン高原），オストラリヤ，ニュウジイランド，オンタリオ，yellow knife（カナダ），ウガダン，ケニヤ，南ローデシヤ，transvaal（南アフリカ）で発見されている（約25億万年）。

地殻の構造を理解するためにはこのファクターがどんなに重要であるかを理解するのは容易である。例えば地殻を構成する岩石の地質年代の $^3/_4$ は先カンブリア代の岩石で占められている。科学には，始生代の岩石の歴史とその解明に関する課題が課せられている。“鉛地質年代決定法”によれば，種々の大陸にみられるこの種の岩石の識別，対比が行えるであろう。



第1図 時間の函数としての鉛のアイソトープ含有量
上方曲線 Pb^{208}/Pb^{204} 中央曲線 Pb^{206}/Pb^{204}
下方曲線 Pb^{207}/Pb^{204}

Pb のアイソトープ組成は時間の連続函数である。換言すれば鉛のアイソトープ組成とその生成年代に関するあらゆるデータは，グラフで表わすことができる。このグラフによると鉛の親元素の1つが0になるまでの地質時代における現在の Pb アイソトープ組成を外挿法で求められる。例えば Pb^{206} と Pb^{207} の平均存在量 (abundance) とその生成年代(t)，現在におけ

る U^{238} と U^{235} の存在量とその崩壊定数を知れば，最小自乗法を利用して，Pb^{206}, Pb^{207}, Pb^{208} の存在量時間曲線が求められる。

現在の Pb は，Pb^{204} の含有量を1にとれば，次のようなアイソトープ組成からなっているであろう。Pb^{206}—18,45　Pb^{207}—15,64　Pb^{208}—38,34　第1図の示されている存在量時間曲線は，この組成に基づいている（この場合，全資料の約18％の異常比は計算から除外された）。

この曲線は，(1) とくに新しい鉛のアイソトープ組成の分散度の幅が相対的に大きいこと，(2) 古期鉛の生成年代に対する Th/U 比の影響が少ないこと，(3) 地質年代とアイソトープ組成との対比に既知の乱れがみられることを示している。さらに Pb^{207} 曲線は0点の時間座標軸と交らない。Pb^{207} の生成開始期　地球上で放射性壊変の始まる時代　を0時とすると，この現象は Pb^{207} の一部に宇宙源のものが存在することが考えられる。Mc. Crady は Pb^{207}/Pb^{206} に基づく Pb の地質年代の決定が存在量時間理論曲線で求められると述べている　Crady によれば，例えば全地質年代を通じて Th と Pb との比は不変として，現在のアイソトープ組成および生成年代によつて求められた曲線によればよい。

しかし現在の諸経験によれば，種々の鉛のアイソトープ組成による地質年代データを直接対比すれば一層正しい実際的な基準が得られる。存在量時間曲線（abundance-time）は，良い統計的データによつて始めて求められるであろう。このようにして求められた曲線は科学的にもまた実際的にも大いに役立つであろう。

Holmes は初めて地殻の生成年代，すなわち地球の凝固期を決定した。Nier は，種々のデータによつて約1,500にのぼる生成年代の決定を行い，"最も信頼度の高い" 数値を求めた。その値は $2 \cdot 10^9$ から $6 \cdot 10^9$ にわたつているが，Nier は，地殻の生成年代として $3{,}35 \cdot 10^9$ 年を選んでいる。

Bullard と Stanely は，Holmes の求めた地殻の生成年代を基にして，一層数学的に厳密な方法で計算し，補正を加えている註3)。Jeffreys は Holmes の仕事に批判的な検討を加えている。すなわち，

$$x_m = a_0 + \alpha V_m (e^{\lambda_{238} t_0} - e^{\lambda_{238} t_m})$$

$$y_m = b_0 + V_m (e^{\lambda_{235} t_0} - e^{\lambda_{235} t_m})$$

$x_m = nPb^{206}/nPb^{204}$　t_m 年

$y_m = nPb^{207}/nPb^{204}$　t_m 年

$a_0 = nPb^{206}/nPb^{204}$　初成鉛

$b_0 = nPb^{207}/nPb^{204}$　〃

t_0 — 地殻凝固期（地殻の生成年代）

$$V_m = \frac{U^{235}}{nPb^{204}}$$

$$\alpha = \frac{nU^{235}}{nPb^{204}} \text{現在}$$

n —原子数，λ_{238} と λ_{235} は U^{238} と U^{235} の放射性崩壊定数

各項を統一すると次の方程式が求められる。

$$\frac{x_m - a_0}{y_m - b_0} = \alpha \left(\frac{e^{\lambda_{235} t_0} - e^{\lambda_{238} t_m}}{e^{\lambda_{235} t_0} - e^{\lambda_{235} t_m}} \right)$$

t_0 を求めるためには，a_0, b_0 を知ることが必要である。計算にあたつては，いわゆる初成鉛のアイソトープ組成に関する実験データと喰い違いが生じない信頼度の高い b_0 と a_0 値とを選び出す。すでに指摘したように初成鉛のアイソトープ組成に関しては類似のデータが若干あるが新データが求められるにしたがつて，その組成の変化は Pb^{204} の含有量の増加を示す傾向がある。隕鉄産の最古期鉛のアイソトープ組成が現在知られているからこの数値を方程式に代入すべきである。

註3) Bullard, E. C. a. I. P. Stanely: The age of the Earth. Ver. Finn. Geodäs inst. **36**, 33, 1949

最後に Houterman は，ウランによつて地球の生成年代を 2,9±0,10^9 年と決定している(第8表参照 さらに Houterman は隕石の初成鉛のアイソトープ組成をとりあげ，地殻の生成年代を $4,46 \cdot 10^9$ と決定している註4)。

第8表 初成鉛のアイソトープ組成による地殻の生成年代

Pb アイソトープ(Pb^{204} の含有量=1)			生成年代	決定者	
Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}			
12,50	14,28	31,82	$3,0 \cdot 10^9$	Holmes	1946
11,52	14,03	31,6	$2,9 \cdot 10^9$	Houtermans	1946
10,95	13,51	—	$3,35 \cdot 10^9$	Holmes	1947
11,86	13,86	—	$3,49 \cdot 10^9$	Bullard, Cotp	1949
11,33	13,55	31,10	$3,5 \cdot 10^9$	Collins, Cotp	1952
9,41	10,27	29,16	$4,46 \cdot 10^9$	Houtermans	1953

著者は，これら数値は疑問の点が多いから，地殻の生成年代は 3—4,5・10^9 にとるべきであると述べている 現在の熱力学的データによれば，凝固時，すなわち固い地殻が形成された時間は地質学的にはきわめて短時間 (n 10^6 年以下) であることが考えられる。したがつて地殻の生成年代は地球の生成年代に近いはずである。Holmes その他の著者が地殻の生成年代決定に利用した方法はこの点を考慮に入れていないので，信頼度が低い。地殻の生成年代は，Pb のアイソトープ組成から地殻の凝固時を求めれば一層厳密な裏付けが求められるであろう。

次に隕鉄の鉛の組成——初成鉛のアイソトープ組成——について述べておこう。隕石に含まれている元素のアイソトープ組成は地球の元素のアイソトープ組成に対応している。しかし地球と隕石との U, Th, Pb の生成の歴史は異なつている この現象は，隕石の物質が地球中でみられる岩漿分化作用に類似する過程を蒙らない点を考えれば明らかになるであろう。

地球上における岩石の U と Pb との平均含有量(放射性崩壊を除く)が変化しないものとみなし，次に地球の生成年代を Pb^{206} か Pb^{207} の存在量が 0 の時の時代と条件的に決めるならば，第1図で地球の生成年代が求められる。すなわち Pb^{207} 曲線と座標軸との交点 $5 \cdot 10^9$ が地球の最低生成年代となるであろう。第9表には実験データで計算された地球の生成年代が示されてある。

第9表 鉛のアイソトープ組成による地球生成年代

アイソトープの資料数	地球生成年代	著者
23	$5,3 \cdot 10^9$	Alpher. a Herman 1951
57	$5 \cdot 10^9 \pm 0,5 \cdot 10$	Vinogradov Zadovozhnyi Zykov 1952
11	$5,5 \cdot 10^9$	Collins, Russell 1953

したがつて地球の生成，すなわちアイソトープの生成初期は約 $5 \cdot 10^9$ である。著者は現在までの地質年代測定方法では地殻の生成過程，とくに花崗岩化作用が U, Th, Pb の比に及ぼす複雑な影響を考えに入れていないのでこの点を考慮に入れて，Pb アイソトープの濃集階梯を2階梯に分かち，地殻の生成前と地殻生成後とについて地殻の生成年代を計算した。しかしこの

註 4) (Houtermans, F.G.: Das alter des Urans. Zeitschr. f. Naturforshung, B. 2a, H. 6, 322 (1947).
Houtermans, F. G.: Determination of the Age of the Earth from the Isotopic Composition of Meteoritic Lead II Nuovo cimento, X ser. nova, No. 7, 1623 (1953).

ように生成階梯を区分しても，地球の生成年代の数値には実際上変わらない。また地球の生成年代が長くなるのは U^{235} の爆発的な増加(Catastrophic increase)によつて起きる。これは，U^{235} による生成年代と地球上の物質(元素)の生成年代を対比すれば明らかになる。

Koczy は，地球上の岩石における Pb/U の平均含有比でこの問題を解決しようとした[註5)]。

Koczy はこの方法によつて約 $5,3 \cdot 10^9$ 年を求めている。著者は，Pitkerant，Mutuche の花崗岩とアルタイの花崗閃緑岩とによつて生成年代を約 $5,1 \sim 5,3 \cdot 10^9$ 年を求めている。

著者は結論として次のように述べている。種々の成因をもつ鉛のアイソトープ分析を利用すれば，鉱物，岩石，地殻の生成年代および地球の生成年代を知ることができる。さらに最古期岩石，すなわち始生代の岩石——Rb-Sr 方法も大きな意味をもつている——の決定には，この方法はとくに重要である。鉱石と母岩との鉛アイソトープ組成を利用すれば，この種の鉛の相互関係が明らかとなり，鉛鉱石の生成過程が明らかとなるであろう。とくにペグマタイトの鉛のアイソトープ組成，アルプス型鉱脈の鉛のアイソトープ組成の研究に，この方法を用いるならば鉱床の生成過程を知るみちが開かれるであろう。

註 5)　Koczy, F. F.: The "Age" of Terrestrial Matter and Geochemical U/Pb Ratio. Nature, **151**, 24 (1943)

地質調査所月報　第8巻第5号　目次

報　文

大分県国東半島の含チタン砂鉄鉱床調査報告

福島県石川町周辺地区放射能探査報告

アメリカおよびカナダにおける核原料物質探査技術

概　報

兵庫県安井鉱山鉛・亜鉛鉱床調査報告

資　料

造構造運動史と関連性のある Russkii Plate-forme 地帯の
堆積岩の組成について

地質調査所への連絡は

本　　所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地　電話 (70) 1146～1148番 (72) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話 (34) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28（仙台逓信局内）電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋逓信局内）電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市大淀区大仁西二丁目（大阪工業技術試験所内）電話大阪 (45) 7019番
広島駐在員事務所	広島市基町1（広島逓信局内）電話中（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市七番町56の1番地（四国逓信局内）電話（高松）5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2丁目19　電話（2）6743番

昭和32年4月25日　印　刷
昭和32年4月30日　発　行

著作権所有　工業技術院地質調査所

印刷者　向　喜久雄
東京都品川区上大崎3の300
印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3の300

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 8 APRIL 1957 No. 4

CONTENTS

S. Umemoto & Y. Watanabe: Geology and Ore Deposits in the Northern District of Katsuraoka Iron Mine, Oshima Province, Hokkaidō..... (1)

T. Hirukawa, H. Gotō & K. Ikeda: Geochemical Survey of the Groundwater for Fabric Industry of Gakunan Area, Shizuoka Prefecture..... (7)

K. Haraguchi: Copper Deposits in Kabasaka Mine, Kanekura Mine and their Environs, Hyōgo Prefecture..... (19)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 8, No. 4, 1957